

JOÃO PAULO JANKOWSKI SABOIA

VARIABILIDADE INTERDECADAL DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA  
DO SUL: CARACTERÍSTICAS, IMPACTOS E MECANISMOS

CURITIBA

2010

JOÃO PAULO JANKOWSKI SABOIA

VARIABILIDADE INTERDECADAL DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA  
DO SUL: CARACTERÍSTICAS, IMPACTOS E MECANISMOS

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientadora: Dra. Alice Marlene Grimm

CURITIBA

2010

Saboia, João Paulo Jankowski

Variabilidade interdecadal de precipitação na América do Sul:  
características, impactos e mecanismos / João Paulo Jankowski Saboia.  
- Curitiba, 2010.

133 f. : il.; grafs., tabs. + mapas

Orientador: Alice Marlene Grimm

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor  
de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de  
Recursos Hídricos e Ambiental.

1. Precipitação (Meteorologia) -- Variabilidade. 2. Mudanças climáticas. I.  
Grimm, Alice Marlene. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.62

## Lista de Figuras

FIGURA 3.1	Série temporal para o mês de junho da estação 01141012	11
FIGURA 3.2	Grade construída com dados dos conjuntos LAB e LIEB	13
FIGURA 3.3	Estações que não foram submetidas ao processo de preenchimento. Cada "x" representa uma estação	14
FIGURA 3.4	Reparo efetuado no ponto 141, mês de março. Em vermelho a série original e em azul a série após o reparo	17
FIGURA 3.5	Reparo efetuado no ponto 141, mês de maio. Em vermelho a série original e em azul a série após o reparo	18
FIGURA 3.6	Mapas de barras, utilizados para auxiliar na retirada de pontos. Verde representa dados originais, amarelo os oriundos de primeiro preenchimento, vermelho de segundo preenchimento e azul os casos onde a climatologia foi adotada	20
FIGURA 3.7	Distribuição espacial dos pontos de grade para cada período de estudo	21
FIGURA 3.8	Pontos do conjunto de dados do CRU localizados na região de estudo	23
FIGURA 3.9	Resultado da aplicação do filtro gaussiano. Em vermelho, série original e em azul, série filtrada	26



- FIGURA 3.10 Análise Espectral de uma série antes (painel superior) e após (painel inferior) ser submetida ao filtro gaussiano. Ciclos com potência espectral acima da linha vermelha superior, são considerados significativamente presentes nas séries ..... 27
- FIGURA 3.11 Séries temporais de precipitação do mês de dezembro: 176 variáveis com 43 observações cada ..... 29
- FIGURA 3.12 Modos de variabilidade para precipitação de dezembro. Mapas representam os *factor loadings* e gráficos, os *factor scores*. Da esquerda para direita, modos 1, 2 e 3, com variância explicada de 22,98%, 16,37% e 13,77%, respectivamente ..... 30
- FIGURA 3.13 Série filtrada x modo de variabilidade. Casos em que o *factor loading* é alto: positivo na esquerda e negativo na direita ..... 31
- FIGURA 3.14 Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 25, 15, 7 e 3 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior) ..... 35
- FIGURA 3.15 Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 30, 20, 10, 7 e 4 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior) ..... 36
- FIGURA 3.16 Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 45, 35, 25, 15 e 4 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel

superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior) ..... 37

FIGURA 3.17 Exemplo de mapa com resultados da Análise Espectral. Círculos localizados nas regiões dos pontos de grade representam intervalos de períodos nos quais foi encontrado ao menos um ciclo significativo ..... 38

FIGURA 3.18 Correlação entre o primeiro modo sem rotação de setembro com TSM. As cores mostram regiões onde a correlação é significativa a níveis mostrados pela barra. Valores negativos indicam correlações significativas negativas ..... 40

FIGURA 3.19 Composição de anomalias de pressão ao nível do mar associadas à fase positiva do primeiro modo de precipitação de agosto. Regiões coloridas representam anomalias significativas com nível de significância indicado na barra ..... 42

FIGURA 3.20 Séries de correlações com 11 anos de precipitação de verão da estação 02350000 e índices associados a ENOS (SOI em vermelho e Niño 3 em azul). As linhas pretas indicam o limite de significância ..... 44

FIGURA 4.1 Três primeiros modos de precipitação de outono, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 29,55%, 18,95% e 9,64% ..... 46

FIGURA 4.2 Três primeiros modos de precipitação de outono, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 19,76%, 16,55% e 13,96% ..... 47

FIGURA 4.3 Três primeiros modos de precipitação de inverno, sem rotação, re-

	ferentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 24,53%, 17,34% e 14,53% .....	48
FIGURA 4.4	Modos de precipitação de inverno (1, 3 e 5), com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 16,37%, 15,00% e 14,18% .....	49
FIGURA 4.5	Três primeiros modos de precipitação de primavera, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 24,95%, 17,50% e 14,59% .....	50
FIGURA 4.6	Três primeiros modos de precipitação de primavera, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 18,62%, 15,32% e 15,17% .....	51
FIGURA 4.7	Três primeiros modos de precipitação de verão, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 26,95%, 17,09% e 11,83% .....	52
FIGURA 4.8	Três primeiros modos de precipitação de verão com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 17,89%, 15,55% e 12,94% .....	53
FIGURA 4.9	Três primeiros modos de precipitação anual, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 28,25%, 16,42% e 10,38% .....	54
FIGURA 4.10	Três primeiros modos de precipitação anual, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 19,38%, 15,60% e 11,50% .....	56

FIGURA 4.11	Comparação do segundo modo rotacionado de outono, nos três períodos de estudo. Variâncias explicadas de 16,55%, 19,94% e 22,24%	57
FIGURA 4.12	Comparação do sexto modo de inverno, sem rotação, nos três períodos de estudo. Variâncias explicadas de 5,58%, 5,83% e 6,76%	58
FIGURA 4.13	Comparação do primeiro modo rotacionado de verão de 1950-2000, com modos semelhantes, dos demais períodos de estudo. Variâncias explicadas de 17,89%, 17,37% e 10,18%	59
FIGURA 4.14	Primeiro modo rotacionado de outono para CRU. Variâncias explicadas (da esquerda para a direita, de cima para baixo): 15,42%, 17,96%, 18,78%, 16,41%, 17,68% e 19,37%	61
FIGURA 4.15	Semelhanças entre modos de inverno e anual de diferentes conjuntos. Da esquerda para a direita: inverno para LAB50, inverno CRU0093, anual LAB50 e anual CRU0093. Variâncias explicadas: 16,37%, 12,89%, 15,60% e 16,48%	62
FIGURA 4.16	Semelhanças entre modos de primavera de diferentes conjuntos (LAB50 e CRU1293). Variâncias explicadas: 24,95% e 22,22%	63
FIGURA 4.17	Análise Espectral para totais sazonais e anuais, conjunto LAB50	64
FIGURA 4.18	Análise Espectral para totais sazonais e anuais, conjunto CRU1293	66
FIGURA 4.19	Segundo modo rotacionado de outono e primeiro modo rotacionado de primavera, do conjunto LAB50	68

- FIGURA 4.20 Modos rotacionados de outono, para 1900-2000 (painéis superior e médio) e 1950-2000 (painel inferior). 1954-1996, do painel inferior, refere-se ao período das séries após a aplicação do filtro gaussiano ..... 69
- FIGURA 4.21 Modos de TSM de outono com maiores correlações com o segundo modo rotacionado de outono do LAB50: modo 3, 1950-2000, correlação de 0,60 (painel superior, com 1954-1996 representando o período após filtro gaussiano) e modo 4, 1900-2000, correlação de 0,58 (painel médio). Na painel inferior, os níveis de significância da correlação do segundo modo rotacionado de outono do LAB50 com TSM ..... 70
- FIGURA 4.22 Modos de TSM de primavera com maiores correlações com o primeiro modo rotacionado de primavera do LAB50: modo 3, 1950-2000, correlação de 0,44 (primeira linha de painéis), modo 5, 1950-2000, correlação de 0,44 (segunda linha de painéis), e modo 2, 1900-2000, correlação de 0,38 (terceira linha de painéis). O painel inferior mostra os níveis de significância da correlação do primeiro modo rotacionado de primavera do LAB50 com TSM ..... 72
- FIGURA 4.23 Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do segundo modo rotacionado de outono e para as seguintes variáveis atmosféricas: (painéis superiores) função corrente (200 e 850 hPa) e (painéis inferiores) potencial de velocidades (200 e 850 hPa) .. 74
- FIGURA 4.24 Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do segundo modo rotacionado de outono e para as seguintes variáveis: divergência (200 e 850 hPa), precipitação e TSM ..... 76
- FIGURA 4.25 Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do pri-

meiro modo rotacionado de primavera e as seguintes variáveis atmosféricas: (painéis superiores) função corrente (200 e 850hPa) e (painéis inferiores) potencial de velocidades (200 e 850 hPa) .... 77

- FIGURA 4.26 Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do primeiro modo rotacionado de primavera e para as seguintes variáveis: (painéis superiores) divergência (200 e 850hPa), (painéis inferiores) precipitação e TSM ..... 79
- FIGURA 4.27 Localização das estações com séries mais longas (com mais de 60 anos de dados), do conjunto LAB ..... 80
- FIGURA 4.28 Correlação móvel de séries da estação 00439020 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e Niño 3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão ..... 82
- FIGURA 4.29 Correlação móvel de séries da estação 02247005 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão ..... 84
- FIGURA 4.30 Correlação móvel de séries da estação 02749002 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão ..... 86
- FIGURA 4.31 Correlação móvel de séries da estação 08716600 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão ..... 88

- FIGURA 4.32 Modo 2 rotacionado de verão, ponto de grade 24, componente principal do modo e série temporal do ponto ..... 91
- FIGURA 4.33 Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de verão do ponto 24 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de verão do ponto 24, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente ..... 92
- FIGURA 4.34 Modo 1 rotacionado de primavera, ponto de grade 99, componente principal do modo e série temporal do ponto ..... 93
- FIGURA 4.35 Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de primavera do ponto 99 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de primavera do ponto 99, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente ..... 94
- FIGURA 4.36 Modo 2 rotacionado de outono, ponto de grade 150, componente principal do modo e série temporal do ponto ..... 95
- FIGURA 4.37 Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de outono do ponto 150 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n

anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de outono do ponto 150, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente ..... 96

FIGURA 4.38 Modo 1 rotacionado de outono, ponto de grade 42, componente principal do modo e série temporal do ponto ..... 97

FIGURA 4.39 Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de outono do ponto 42 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de outono do ponto 42, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente ..... 98

FIGURA 4.40 Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: outono ..... 99

FIGURA 4.41 Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: inverno ..... 100

FIGURA 4.42 Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: primavera ..... 100

FIGURA 4.43 Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: verão ..... 101



## Lista de Tabelas

TABELA 3.1	Comparação ente estações distantes 2586 km .....	11
TABELA 3.2	Quantidade de pontos para cada conjunto de dados .....	21
TABELA 3.3	Definição das estações do ano .....	22
TABELA 3.4	Abreviações para conjuntos de dados .....	24
TABELA 3.5	Pesos do filtro gaussiano .....	24
TABELA 4.1	Correlações entre modos de outono, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância .....	48
TABELA 4.2	Correlações entre modos de primavera, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância .....	51
TABELA 4.3	Correlações entre modos de verão, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância .....	54
TABELA 4.4	Correlações entre modos anuais e de outono. Entre parênteses, o nível de significância .....	55
TABELA 4.5	Correlações calculadas entre modos anuais, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância .....	56

TABELA 4.6	Correlação do segundo modo rotacionado de outono com índices climáticos .....	71
TABELA 4.7	Correlação do primeiro modo rotacionado de primavera com índices climáticos .....	73
TABELA 4.8	Ponto 24 - média de 374,46 no período 1950-2000 .....	92
TABELA 4.9	Ponto 99 - média de 358,00 no período 1950-2000 .....	94
TABELA 4.10	Ponto 150 - média de 1069,40 no período 1950-2000 .....	96
TABELA 4.11	Ponto 42 - média de 418,54 no período 1950-2000 .....	98

### Lista de Abreviaturas e Siglas

ACP	- Análise de Componentes Principais
AMO	- <i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i>
amp	- Diferença entre max média e min média
ANA	- Agência Nacional de Águas do Brasil
CRU	- <i>Climatic Research Unit</i>
CRU0093	- Conjunto CRU, período 1900-1993
CRU0098	- Conjunto CRU, período 1900-1998
CRU1293	- Conjunto CRU, período 1912-1993
CRU1298	- Conjunto CRU, período 1912-1998
CRU2093	- Conjunto CRU, período 1920-1993
CRU2098	- Conjunto CRU, período 1920-1998
DEP	- Densidade Espectral de Potências
dif max média	- max média menos Média do Período Total
dif min média	- min média menos Média do Período Total
DIV	- Divergência
ENOS	- El Niño Oscilação Sul
ENSO	- <i>El Niño Southern Oscillation</i>
FC	- Função Corrente
FFT	- <i>Fast Fourier Transform</i>
HN	- Hemisfério Norte
IGES	- <i>Institute of Global Environment and Society</i>
IPO	- <i>Interdecadal Pacific Oscillation</i>
LAB	- Conjunto de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR
LAB50	- Conjunto LAB + LIEB, período 1950-2000
LAB55	- Conjunto LAB + LIEB, período 1955-2000

LAB60	- Conjunto LAB + LIEB, período 1960-2000
LEV	- <i>log-eigenvalue diagram</i>
LIEB	- Conjunto de dados de Liebmann e Allured (2005)
max média	- Média Máxima Obtida para n Anos
min média	- Média Mínima Obtida para n Anos
NAO	- <i>North Atlantic Oscillation</i>
NCAR	- <i>National Center of Atmospheric Research</i>
NCEP	- <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	- <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NPI	- <i>North Pacific Index</i>
PCA	- <i>Principal Component Analysis</i>
PDO	- <i>Pacific Decadal Oscillation</i>
PNA	- <i>Pacific North American</i>
PNM	- Pressão ao Nível do Mar
PV	- Potencial de Velocidades
SAMI	- <i>Southern Hemisphere Annular Mode Index</i>
SOI	- <i>Southern Oscillation Index</i>
SST	- <i>Sea Surface Temperature</i>
TSM	- Temperatura de Superfície do Mar
UFPR	- Universidade Federal do Paraná
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

## Lista de Smbolos

$\Delta t$	- intervalo de tempo	<i>anos</i>
$\alpha$	- nível de significância	—
$\bar{x}$	- média de série x	—
$\bar{y}$	- média de série y	—
<b>S</b>	- matriz de variância ou covariância	—
<b>X</b>	- matriz de observações versus variáveis	—
$\lambda$	- menor autovalor cujo modo será retido	—
$\nu$	- número de graus de liberdade	—
$\sigma$	- desvio padrão	<i>mm</i>
$\sigma_x$	- desvio padrão da série x	—
$\sigma_y$	- desvio padrão da série y	—
$x'_i$	- componente de uma série de precipitação após aplicação de janela temporal	<i>mm</i>
<i>A</i>	- série qualquer	—
$a_r$	- coeficiente angular da reta de regressão linear	—
<i>B</i>	- série qualquer	—
$b_{ij}$	- componente da matriz de autovetores	—
$b_r$	- coeficiente linear da reta de regressão linear	<i>mm</i>
$C_l$	- autocorrelacao para <i>lag l</i>	<i>mm</i> <sup>2</sup>
$cm_i$	- raiz da comunalidade da variável <i>i</i>	—
$cor_m$	- número de vezes que o coeficiente de correlação de uma série permutada foi maior do que o original	—
$G_h$	- densidade espectral do harmônico <i>h</i>	<i>mm</i> <sup>2</sup>
<i>h</i>	- harmônico	—
<i>i</i>	- índice	—
<i>j</i>	- índice	—

$K$	- número de variáveis	—
$k$	- índice	—
$l$	- <i>lag</i>	<i>anos</i>
$m$	- <i>lag</i> máximo	<i>anos</i>
$N$	- número de observações	—
$n$	- número de termos de uma série qualquer	—
$n_e$	- número de experimentos do teste de Monte Carlo	—
$n_x$	- número de termos da série x	—
$n_y$	- número de termos da série y	—
$n_{pc}$	- número de modos	—
$nv$	- número de vizinhas	—
$P(t)$	- valor da precipitação atribuída à data faltante $t$	<i>mm</i>
$p_f$	- período máximo a ser filtrado	<i>anos</i>
$p_i$	- peso da vizinha $i$	—
$P_{ci}(t)$	- valor da contribuição de precipitação da estação vizinha $i$ no tempo $t$	<i>mm</i>
$P_c(t)$	- valor da contribuição de precipitação da estação vizinha no tempo $t$	<i>mm</i>
$P_v(t)$	- valor da precipitação na vizinha no tempo $t$	<i>mm</i>
$r$	- correlação de Pearson	—
$r_{lim}$	- coeficiente de correlação limite	—
$T$	- período	<i>anos</i>
$T_l$	- parâmetro limite da regra de Kaiser	—
$t_{\alpha,v}$	- estatística t para nível de significância $\alpha$ e $v$ graus de liberdade	—
$V$	- critério Varimax	—
$x_i$	- componente de série qualquer	—
$y_i$	- componente de série qualquer	—
$z$	- estatística z	—



## Resumo

Para detectar mudanças climáticas antropogênicas e para planejamento de uso de recursos hídricos a médio e longo prazo, é necessário conhecer a variabilidade climática natural de baixa frequência. Devido à escassez de séries longas de dados, estudos abrangentes sobre esta variabilidade são ainda escassos. Este trabalho objetivou caracterizar a variabilidade interdecadal de precipitação da América do Sul em termos de padrões espaciais, evolução temporal e sazonalidade. Foram utilizadas séries temporais de precipitação mensal do conjunto de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR (séries de mais de 9000 estações pluviométricas espalhadas pelo continente, submetidas a rigoroso tratamento de dados espúrios), além de conjuntos para comparação - *Climatic Research Unit* (CRU) e Liebmann e Allured (2005). Modos de variabilidade foram obtidos pela aplicação da Análise de Componentes Principais (ACP) e periodicidades presentes nas séries foram investigadas com Análise Espectral. Correlações com temperatura da superfície do mar (TSM), índices climáticos interdecadais e composições de campos atmosféricos mostraram relações dos modos obtidos com diferentes variáveis. O estudo da modulação interdecadal de efeitos de fenômenos ENOS se deu por correlações móveis de séries de estações com o índice *Southern Oscillation Index* (SOI) e TSM da região do Niño 3. Os modos de variabilidade revelaram grande sazonalidade e regionalidade das oscilações interdecadais no continente. Diferentes ciclos de precipitação foram encontrados para a região de estudo, estando os períodos mais frequentes compreendidos entre 8 a 15 anos. Períodos mais longos estão, contudo, presentes nas estações chuvosas de vastas regiões. Verificaram-se conexões entre o modo de outono com componentes no Nordeste e TSM do Oceano Atlântico e índice AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*). O modo de primavera, com padrão dipolar entre Centro-Leste e Sudeste da América do Sul, apresentou relação com AMO e TSM do Oceano Atlântico e Oceano Pacífico. Sinais de modulação interdecadal de impactos de fenômenos ENOS foram encontrados em diversas partes do continente. Breve análise estatística de variações de regime devidas às oscilações interdecadais de precipitação revelou grandes alterações entre períodos chuvosos e secos, com a diferença entre as médias destes períodos alcançando quase 60% da média de longo período, em um dos estudos realizados.



## Abstract

For detection of anthropogenic climate change and for management of water resources in the medium and long term it is necessary to know the natural low frequency climate variability. Comprehensive studies on this variability are still rare due to the scarcity of long data series. This study aims to characterize the interdecadal variability of precipitation in South America, in terms of spatial patterns, temporal evolution, and seasonality. The data set used consists of 9000 series from stations all over the continent, submitted to a rigorous process for identification of spurious data in the UFPR Laboratory of Meteorology. Two additional data sets were also used for comparison. Variability modes were determined with the Principal Component Analysis (PCA) and significant cycles were detected with Spectral Analysis. The relationships between these modes and atmospheric and oceanic fields were obtained through correlation with sea surface temperatures (SST) and climatic indices, as well as through composites of anomalous atmospheric fields. The interdecadal modulation of the ENSO impacts was analyzed through the running correlation of station data series with the Southern Oscillation Index (SOI) and the SST in the Niño 3 region. The variability modes show the great seasonality and the regional preferences of the interdecadal oscillations in the continent. Several periods of oscillation were disclosed, the most frequent ones in the 8-15 years band. Longer periods are, however, present in the wet season of many regions. There are connections between the autumn mode describing the variability over Northeast Brazil and SST in the Atlantic Ocean and the AMO index. The spring mode displaying a dipole pattern between central-east and southeast South America shows connection to AMO and SST in the Atlantic and Pacific Oceans. Signals of interdecadal modulation of the ENSO impact were found in several parts of the continent. A brief analysis of the variations in rainfall regimes due to interdecadal oscillations shows great changes between wet and dry periods, with the difference between the averages reaching almost 60% of the long term mean.

## Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>1</b>
1.1	Objetivos	2
1.1.1	Objetivo Geral	2
1.1.2	Objetivos específicos	3
<b>2</b>	<b>Revisão bibliográfica</b>	<b>4</b>
<b>3</b>	<b>Materiais e Métodos</b>	<b>8</b>
3.1	Dados	8
3.2	Preparação dos dados de precipitação	10
3.2.1	Preenchimento das séries de estações	12
3.2.2	Formação das séries médias	15
3.2.3	Análise de consistência	16
3.2.4	Preenchimento das séries dos pontos de grade	18
3.2.5	Análise do preenchimento das séries dos pontos de grade	18
3.2.6	Retirada de pontos	19
3.2.7	Conjuntos obtidos e séries temporais	21
3.3	Filtro gaussiano	24
3.4	Análise de Componentes Principais	28
3.5	Análise Espectral	33
3.6	Correlações e Teste de Monte Carlo	38
3.7	Composições de anomalias	41
3.8	Modulação interdecadal dos impactos de fenômenos ENOS	43

<b>4</b>	<b>Resultados e Discussão</b>	<b>45</b>
4.1	Caracterização da Variabilidade Interdecadal .....	45
4.1.1	ACP aplicada ao conjunto preparado no Laboratório de Meteorologia da UFPR .....	45
4.1.2	Comparação com ACP aplicada a dados do CRU .....	59
4.1.3	Análise Espectral .....	63
4.2	Relações de modos de variabilidade interdecadal com campos atmosféricos, TSM e índices climáticos. ....	67
4.2.1	Relações com TSM e Índices Climáticos .....	68
4.2.2	Composições de anomalias de TSM e variáveis atmosféricas ...	73
4.3	Modulação de efeitos de fenômenos ENOS .....	79
4.4	Variações de regimes de precipitação .....	89
<b>5</b>	<b>Conclusões e recomendações para estudos futuros</b>	<b>102</b>
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>108</b>

## 1 Introdução

A diferença entre tempo e clima é, por muitas vezes, desconhecida do público em geral. Segundo Vianello e Alves (2004), enquanto o primeiro trata das condições atmosféricas de um determinado local, num determinado tempo cronológico, o segundo nada mais é do que a integração das condições do tempo para um certo período, em uma determinada área.

Embora varie em frequências mais baixas em relação ao tempo, o clima apresenta variabilidade tanto do ponto de vista interanual como decadal e interdecadal. Historicamente, principalmente devido às restrições do tamanho das séries temporais, a variabilidade interanual tem sido muito mais estudada do que a relacionadas às frequências mais baixas. Um erro comum em alguns estudos de mudanças climáticas, que em parte se deve ao tamanho reduzido das séries disponíveis, é não considerar que tendências observadas em períodos relativamente curtos podem ser devidas à mudança de fase de uma oscilação interdecadal natural do sistema climático.

No contexto atual em que mudanças climáticas são tratadas como uma realidade, a demanda por estudos de variabilidade interdecadal tem crescido constantemente. A respeito dessas alterações, Venegas et al. (1996) comentam que um detalhado conhecimento da variabilidade climática em escalas interanuais e interdecadais é necessário para separar as possíveis mudanças climáticas antropogênicas das flutuações climáticas.

Do ponto de vista prático, em projetos de infra-estrutura, principalmente no que diz respeito à hidroeletricidade e abastecimento de água, é necessário um conhecimento não só do clima médio, mas também de sua variabilidade. Muitas obras desses setores são tão complexas que seu planejamento ultrapassa a escala interanual, de modo que a variabilidade interdecadal e sua influência sobre a previsibilidade devem

ser levadas em consideração na gestão dos recursos hídricos a médio e longo prazo.

Desse modo, há interesse no meio científico em descrever e explicar os mecanismos da variabilidade interdecadal, bem como buscar meios de prevê-la. Tal previsibilidade ainda é bastante incerta nesta escala, mas é de grande importância caracterizar esta variabilidade para avaliar sua contribuição à variabilidade da chuva numa determinada região. Um bom exemplo disso é o caso de projetos de estruturas hidráulicas de usinas hidrelétricas, para os quais é necessário o cálculo de vazões máximas associadas a um período de retorno com base no conceito de precipitação máxima provável. A escolha de períodos de séries de dados sem considerar a variação interdecadal da precipitação, na bacia hidrográfica de afluição a estas represas, pode representar um significativo fator de risco.

Como será mostrado na sequência, estudos relacionados à variabilidade interdecadal em diversos locais e tratando de diferentes variáveis têm sido produzidos. Entretanto, na América do Sul ainda não foi realizada uma caracterização abrangente da variabilidade interdecadal, de forma que a proposta do estudo é auxiliar a preencher esta lacuna no conhecimento do clima do continente.

O que diferencia este estudo dos demais realizados na América do Sul é a grande abrangência espacial dos dados utilizados, todos provenientes de medições em terra, com estações pluviométricas, sem a utilização de dados de satélite ou outras fontes.

Após a introdução, serão apresentados os dados utilizados e o método aplicado na sua preparação, bem como as análises estatísticas empregadas no estudo. Depois disso, são mostrados os resultados e discussão, incluindo alguns exemplos que mostram variações de regime de chuva provocadas por variabilidade interdecadal. Finalizando o documento, são apresentadas as conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

## 1.1 Objetivos

Na sequência, seguem os objetivos (geral e específicos) deste trabalho.

### 1.1.1 Objetivo Geral

Caracterizar a variabilidade climática interdecadal da precipitação da América do Sul, sua conexão com variabilidade global de TSM e seus efeitos sobre escalas de tempo menores.

### 1.1.2 Objetivos específicos

- a) determinar os modos de variabilidade interdecadal da precipitação nas diferentes estações do ano, identificando em que período do ano ela é mais forte, em diferentes regiões da América do Sul;
- b) detectar períodos predominantes das oscilações interdecadais dentro do intervalo estudado;
- c) determinar, também nas diferentes estações do ano, a variabilidade interdecadal da temperatura da superfície do mar global e suas relações com a variabilidade interdecadal da chuva;
- d) determinar a relação entre a variabilidade interdecadal da precipitação na América do Sul e oscilações atmosféricas conhecidas com componentes de baixa frequência, como Oscilação do Atlântico Norte, Oscilação Decadal do Pacífico, etc.;
- e) determinar campos atmosféricos associados com alguns modos de variabilidade interdecadal da temperatura da superfície do mar e da chuva e compará-los, para identificar aspectos comuns capazes de produzir impactos regionais de precipitação sobre a América do Sul;
- f) determinar a modulação interdecadal de impactos de eventos El Niño e La Niña em algumas regiões da América do Sul.

## 2 Revisão bibliográfica

A variabilidade de baixa frequência tem sido um assunto cada vez mais presente em estudos de climatologia, abrangendo análises de temperatura do ar, vazões, temperatura de superfície do mar ou precipitação, que é o foco do presente estudo.

Vincent et al. (2005) examinaram as tendências nos extremos de temperatura diária observada no período 1960-2000 na América do Sul, constatando em várias estações, aumento das noites quentes e diminuição de noites frias, principalmente no verão. Além disso, o estudo mostrou que a noite mais fria do ano está ficando mais quente e há mais noites tropicais (com temperaturas mínimas maiores ou iguais a 20°C).

Dando ênfase à detecção de tendência de longo período, Genta et al. (1998) examinaram os registros de vazão do período 1901-1995 em rios no sudeste da América do Sul, investigando relações com TSM e comparando resultados de análises estatísticas aplicadas a dois períodos de estudo (1901-1940 e 1970-1995). Claramente foi mostrado um aumento nas vazões dos rios Paraná e Paraguai no período de estudo mais recente, além de uma relação com um índice de TSM. Tal aumento, segundo os autores, pode estar ligado ao aquecimento global. No mesmo artigo é citado um trabalho de Nobre (apud GENTA et al., 1998) relacionando desmatamento da Amazônia com aumento da precipitação nas bacias do Paraná e Paraguai, em conjunto com diminuição da precipitação nas bacias do Negro e do Uruguai.

Enfield e Mestas-Nunez (1999), estudaram a variabilidade de baixa frequência na TSM global. Três modos importantes foram destacados pelos autores: o primeiro com componentes fortes no norte do Pacífico, semelhante à Oscilação Decadal do Pacífico; o segundo com componentes mais fortes no centro daquele mesmo oceano; o terceiro com grandes componentes no Atlântico Norte. Relações destes modos

com campos atmosféricos no inverno do HN foram analisadas, usando composições com altura geopotencial em 500 hPa. O trabalho mostrou resultados semelhantes a outros existentes na literatura. O padrão associado com o primeiro modo mostrou-se muito parecido com o PNA (*Pacific North American*), enquanto que o terceiro lembra o padrão NAO (*North Atlantic Oscillation*).

Em um estudo no Hemisfério Norte, Deser et al. (2004) apresentaram, segundo os próprios, o primeiro trabalho a examinar numa maneira sistemática e abrangente, as anomalias climáticas Indo-Pacífico tropicais associadas com variações interdecadais no NPI (*North Pacific Index*) durante o inverno do HN. Análise espectral mostra períodos maiores do que 20 anos para NPI. As análises apresentadas suportam a noção que as flutuações interdecadais no inverno de NPI durante o século XX estão associadas com variações climáticas sobre o Indo-Pacífico Tropical.

Com foco no oeste da América do Norte, Cayan et al. (1998) utilizaram séries longas de precipitação (cerca de 100 anos) e apresentaram um estudo sobre variabilidade interdecadal, mostrando padrões espaciais e como os mesmos se relacionam com circulação atmosférica e TSM. Segundo os autores, a variabilidade interdecadal representa de 20 a 45% da variância da precipitação anual e diferentes estações do ano dominam as anomalias de precipitação em diferentes áreas do oeste. A escala espacial não é continental, mas sim regional, da ordem de 1000 km.

Variações interdecadais na variabilidade da ZCIT do Pacífico Leste e sua influência na ZCIT do Atlântico foram estudadas por Chiang et al. (2000). Os autores mostraram evidências sugerindo que a variabilidade de ZCIT do Atlântico em Abril e Maio é ligada à do Pacífico Leste pela circulação de Walker, em resposta a mudanças na convecção do Pacífico equatorial. Análises de índices proxy de ZCIT mostram que a ligação aparece forte entre 1980-1990 e 1920-1930, mas praticamente não existe em 1950-1960. Eles argumentam que esta aparente não-estacionariedade é resultado da relação não-linear entre TSM e convecção no Pacífico Leste equatorial e seu consequente efeito na circulação de Walker. Chiang et al. (2000) afirmaram no mesmo artigo que este mecanismo foi modulado no período 1956-1998 por variações interdecadais no pico da TSM daquela região durante o outono do Hemisfério Sul.

Tendências em séries de precipitação observada no centro da América do Sul, foram estudadas por Liebmann et al. (2004). No período 1976-1999 a região Sul do Brasil mostrou forte tendência positiva (aumento de 35%), boa correlação com a TSM



do Atlântico, perto da costa leste do país e aumento também nas vazões (161%). O número de eventos extremos foi maior do que o dobro nos últimos 6 anos do período, comparado com os 6 primeiros. Os autores especulam que a Zona de Convergência do Atlântico Sul se move para o sul e este movimento influenciaria a chuva e a TSM.

Uma análise das tendências de extremos de precipitação observada, no período de 1960-2000, na América do Sul, foi apresentada por Haylock et al. (2006). Grande parte do Sudeste e Centro Leste do continente apresentou tendência positiva da precipitação total anual, assim como no Equador e norte do Peru. O sul do Peru e sul do Chile apresentaram diminuições. Os autores comentam que tendências positivas no sudeste e negativas no nordeste poderiam ser explicadas por mudanças em ENOS. Esse tipo de alteração sugere uma modulação interdecadal.

Grimm e Canestraro (2003b) investigaram a sazonalidade da variabilidade interdecadal na precipitação do sudeste da América do Sul. A correlação entre o primeiro modo rotacionado (com fortes componentes no sul do Rio Grande do Sul) e séries não-filtradas na região dos maiores factor loadings, é mais forte no final de outono e inverno. Isso significa que as maiores contribuições à variabilidade interdecadal na região não ocorrem durante os meses de pico de precipitação. As autoras mostraram também que durante final de outono e inverno, a conexão da TSM com o primeiro modo anual é aproximadamente global e para a fase úmida, há anomalias quentes de TSM.

O sudeste da América do Sul apresenta uma reversão de fase na década de 70, no sentido de aumento de precipitação (GRIMM; CANESTRARO, 2003a). Na mesma época, houve uma mudança na intensidade da relação entre eventos El Niño e La Niña e precipitação no Brasil (GRIMM; FERRAZ, 2002). Esta mudança é vista em vários estudos como o de Marengo (apud KAYANO; ANDREOLI, 2007) que notou reversões decadais no regime de chuva do nordeste da Amazônia, consistente com trocas da PDO em 1946-1947 e 1976-1977.

A modulação interdecadal de eventos ENOS foi investigada por Grimm e Ferraz (2002) com uso de correlações entre séries móveis de 19 anos para TSM na região Niño 3 e acumulados de precipitação de primavera e verão. As autoras mostram que há regiões nas quais a relação significativa entre precipitação e TSM na região Niño 3 é relativamente consistente ao longo do período analisado, como no sul da região Sul, na primavera, e nordeste da região Sudeste, no verão. Entretanto, em partes

da região Sul, Sudeste, Nordeste e na Amazônia, há mudança na intensidade dessa relação após a década de 70.

Um estudo sobre relação entre variabilidade interanual e interdecadal também foi apresentada por Andreoli e Kayano (2005), em artigo que revisa os padrões de anomalias de precipitação de verão relacionados a ENOS levando em conta fases de PDO. Os dois tipos de oscilação podem ter efeitos combinados na distribuição de anomalias de precipitação em algumas regiões, agindo construtivamente (anomalias fortes e bem definidas) quando estão em fase e destrutivamente (anomalias fracas), quando estão em fases opostas. Foi mostrado neste trabalho que sinais de El Niño na América do Sul são mais fortes na fase quente da PDO do que na fase fria e diferenças de sazonalidade são mais pronunciadas na fase quente. Os resultados do estudo mostram que a resposta do clima baseada em ENOS na América do Sul, depende da fase da PDO.

Kayano e Andreoli (2007) observaram que a correlação entre PDO e Nino 3.4 é maior (dentre diferentes períodos de estudo) em 1947-1976, sendo de 0,55. Nos demais períodos ela fica em torno de 0,36.

Enfim, apesar de existirem estudos sobre variabilidade interdecadal de precipitação na América do Sul, não há um trabalho que contemple uma caracterização para o continente como um todo, o que é um dos diferenciais do presente estudo.

### 3 Materiais e Métodos

Neste capítulo serão apresentados os dados que foram utilizados no estudo, bem como os métodos aplicados. Numa seção à parte também é apresentado o método de preparação dos dados, aplicado ao conjunto existente no Laboratório de Meteorologia da UFPR, utilizado neste trabalho.

Os programas utilizados tanto na preparação dos dados quanto na aplicação das ferramentas estatísticas utilizadas foram desenvolvidos, em sua maioria, na linguagem *Fortran*. Alguns algoritmos também foram implementados em *C* e *Python*.

Gráficos e mapas foram construídos utilizando os *softwares Gnuplot* e *GrADS*, respectivamente.

#### 3.1 Dados

Além de precipitação, outras variáveis foram utilizadas, a saber: temperatura de superfície do mar (TSM), pressão ao nível do mar (PNM), função corrente (FC), potencial de velocidades (PV), divergência (DIV) e ventos (os quatro últimos, nos níveis de 200 e 850 hPa).

Séries mensais de precipitação de mais de 9000 estações da América do Sul compõem o conjunto de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR. Estas séries, em sua maioria são da Agência Nacional de Águas do Brasil (ANA), além de outros órgãos/institutos nacionais do Brasil e de países vizinhos. A este conjunto, foi adicionado também outro preparado por Liebmann e Allured (2005), que possui dados no noroeste do continente, especialmente Venezuela, Colômbia e Guianas. Este último

conjunto consiste numa grade variada com pontos espaçados tanto de 1° como 2,5°.

Para comparação, o conjunto de dados de precipitação do *Climatic Research Unit* (CRU), *University of East Anglia* também foi utilizado (HULME, 1992, 1994; HULME et al., 1998). São séries mensais de estações que foram interpoladas para uma grade de pontos de 2,5° x 3,75°, utilizando o método de Thiessen. Possui abrangência espacial inferior à do Laboratório de Meteorologia da UFPR, mas séries temporais mais longas, o que o torna interessante na verificação da robustez dos modos de precipitação. Na sequência, este conjunto será referenciado como "CRU".

O conjunto de TSM utilizado é do Hadley Centre (RAYNER et al., 2005). Variáveis atmosféricas foram obtidas do conjunto da reanálise do *National Oceanic and Atmospheric Administration - National Centers for Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research - NOAA - NCEP/NCAR*, (KALNAY et al., 1996).

Índices climáticos conhecidos da literatura foram selecionados para aplicação neste estudo: *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO), *Interdecadal Pacific Oscillation* (IPO), *North Atlantic Oscillation* (NAO), Niño, *Pacific Decadal Oscillation* (PDO), *Southern Hemisphere Annular Mode Index* (SAM) e *Southern Oscillation Index* (SOI).

O índice AMO é baseado em padrões de variabilidade de TSM do Atlântico Norte e é referenciado por Enfield et al. (2001). Também no Atlântico, há o NAO, que é baseado em diferença de pressão ao nível do mar (BARNSTON; LIVEZEY, 1987). Ambos foram obtidos do NOAA.

O IPO é um padrão multidecadal de TSM, introduzido por Power et al. (1999) e é quase uma manifestação, numa escala maior, do que acontece no índice PDO (MANTUA et al., 1997). O segundo tem componentes no Hemisfério Norte, enquanto que o primeiro abrange todo o Pacífico. PDO é um índice já muito estudado e bastante correlacionado com diversas variáveis (climáticas, de crescimento de peixes, entre outras), sobretudo no Hemisfério Norte. As séries do PDO foram obtidas do NOAA e o IPO do site do *Institute of Global Environment and Society* (IGES).

O índice Niño consiste de anomalias de TSM em uma determinada região do Pacífico. Esta região é dividida em 4 sub-regiões: Niño 1+2 (0-10°S, 90-80°W), Niño 3 (5°N-5°S, 150-90°W), Niño 3.4 (5°N-5°S, 170-120°W) e Niño 4 (5°N-5°S, 160-150°W). As séries foram obtidas da página da NOAA.

SAMI é definido como a diferença da média zonal normalizada da pressão ao

nível do mar entre 40°S e 70°S. (NAN; LI, 2003). Séries mensais foram obtidas do *site* do *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics*.

SOI é definido pela diferença entre pressões normalizadas nas estações Papeete, Tahiti e Darwin, Austrália. As séries mensais foram obtidas do NOAA.

### 3.2 Preparação dos dados de precipitação

Foram utilizados, na montagem do conjunto básico deste estudo, os dados disponíveis no Laboratório de Meteorologia da UFPR (daqui por diante apenas LAB) e o conjunto de dados de Liebmann e Allured (2005) (daqui por diante apenas LIEB), que contribuiu de maneira significativa na preparação da grade utilizada no estudo, por apresentar séries temporais em regiões que não são abrangidas pelos dados do LAB.

Estes dois conjuntos passaram por uma análise prévia a fim de encontrar zeros espúrios e outros erros possíveis nas séries. Aqui não serão apresentados detalhes desta análise. Entretanto, para enfatizar a importância desta etapa, seguem dois casos interessantes, encontrados em estações disponíveis na *web* na página da ANA.

Na Tabela 3.1 são apresentadas duas estações para o período de novembro de 1970 a junho 1974. Nota-se que há muitos valores iguais nas duas séries temporais, mesmo estando distantes mais do que 2500 km, o que é algo com uma probabilidade de ocorrência baixíssima. Fica evidente que uma das séries recebeu dados erroneamente de outra estação.

Outro caso que chama a atenção é o de uma estação localizada na Bahia, cuja série temporal para o mês de junho é mostrada na Figura 3.1.

Tabela 3.1: Comparação ente estações distantes 2586 km

Data	0035900	01539016	Data	0035900	01539016
11/1970	244,7	244,7	09/1972	60,8	54,2
12/1970	52,9	52,9	10/1972	94,4	94,8
01/1971	54,0	54,0	11/1972	29,4	30,6
02/1971	22,2	22,2	12/1972	163,8	182,7
03/1971	43,8	43,8	01/1973	13,0	13,0
04/1971	0,0	58,0	02/1973	23,0	23,0
05/1971	0,0	3,3	03/1973	113,3	126,8
06/1971	0,0	20,3	04/1973	121,0	121,0
07/1971	51,6	51,6	05/1973	79,9	79,9
08/1971	26,0	26,0	06/1973	26,3	26,3
09/1971	32,5	32,5	07/1973	-	45,3
10/1971	176,8	176,8	08/1973	12,3	12,3
11/1971	111,3	-	09/1973	14,5	14,5
12/1971	113,8	113,8	10/1973	94,9	94,9
01/1972	31,5	54,0	11/1973	293,7	293,7
02/1972	36,6	39,6	12/1973	43,7	43,7
03/1972	51,1	51,1	01/1974	0,5	0,5
04/1972	31,0	31,0	02/1974	88,4	77,4
05/1972	28,1	119,0	03/1974	54,4	54,4
06/1972	21,0	21,0	04/1974	47,6	47,6
07/1972	22,6	22,6	05/1974	-	40,0
08/1972	10,3	10,3	06/1974	0,2	0,2

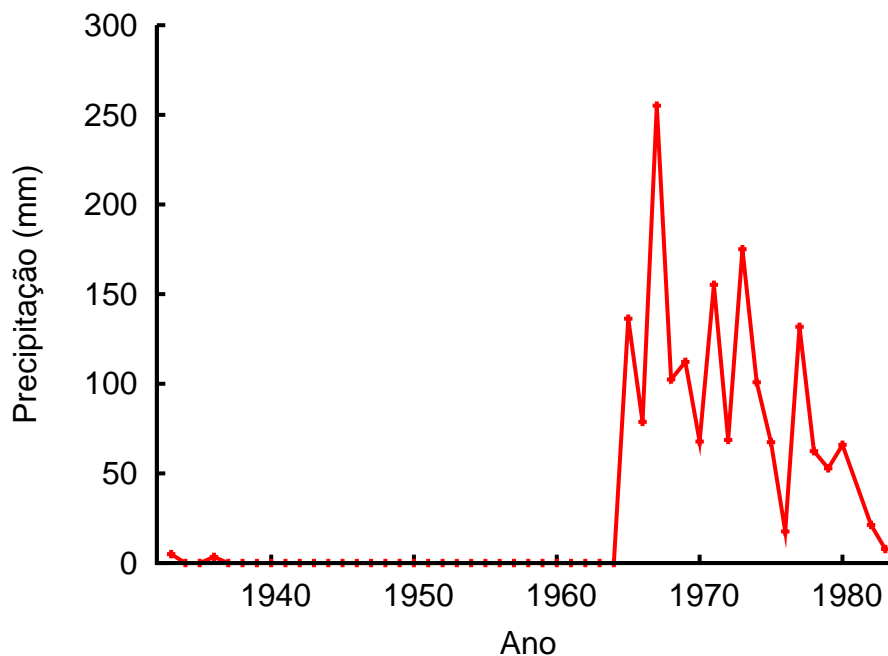


Figura 3.1: Série temporal para o mês de junho da estação 01141012

A Figura 3.1 mostra claramente a alteração brusca entre os regimes dos períodos

1940-1962 e 1963-1980. Esta diferença aparece também em outros meses desta estação e uma hipótese provável é que isso se deve a união de duas séries de estações diferentes, num só arquivo. Além disso, é possível que, por algum motivo, a estação tenha sido transferida para outro local. Independente do motivo do erro, alguma correção deve ser aplicada antes da utilização da série.

Isto ressalta a importância da realização de análise em séries temporais antes da sua utilização em estudos de climatologia.

Na sequência, o termo "estação" refere-se às séries do conjunto LAB, já o termo "quadrícula" refere-se às séries do LIEB. Todos os dados são precipitação mensal acumulada.

Na preparação em questão, as séries passaram pelos seguintes processos: preenchimento de estações, formação de séries médias, reparos nas séries, preenchimento de pontos de grade e retirada de pontos.

### 3.2.1 Preenchimento das séries de estações

A primeira etapa da preparação dos dados foi um processo de preenchimento de vazios aplicado às séries das estações. Tal procedimento foi baseado em Tabony (1983). Isto foi feito visando um aumento da abrangência espacial do conjunto, uma vez que algumas ferramentas estatísticas exigem séries sem dados faltantes.

Estudos prévios demonstraram que os dados do LAB apresentam boa abrangência espacial no continente para conjuntos de séries iniciadas em 1960. Como o objetivo era obter um conjunto de dados iniciando em 1950, optou-se por eliminar desta etapa estações localizadas em regiões com pelo menos 1200 dados entre os anos 1950-1959. Cada região é delimitada por uma circunferência com raio  $1,25\sqrt{2}^\circ$ . O ponto central de cada região é o centro de cada um dos quadrados apresentados na Figura 3.2.

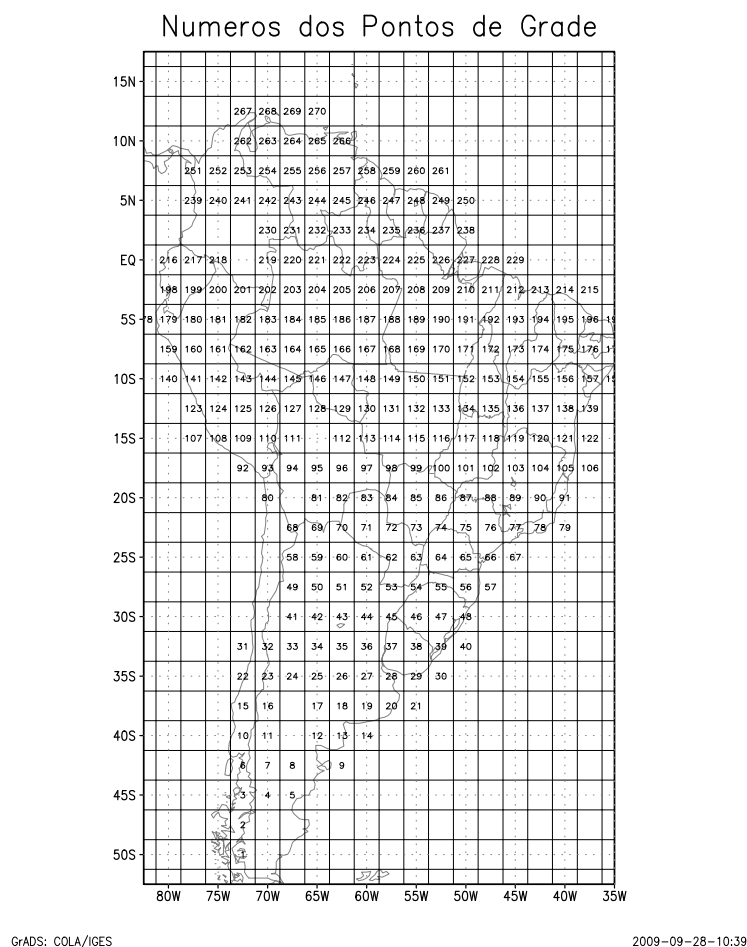


Figura 3.2: Grade construída com dados dos conjuntos LAB e LIEB

O número 1200 foi escolhido imaginando uma situação na qual, em média, haveriam 10 estações contendo dados em cada mês, desde janeiro de 1950 até dezembro de 1959. Entretanto, não há como assegurar desta forma que todas as datas teriam pelo menos um dado. Mesmo assim esta opção foi considerada razoável depois de serem identificadas as regiões que não seriam preenchidas.

A Figura 3.3 mostra a localização das estações que não foram submetidas ao preenchimento. Estas estações, na costa leste do continente, são longas o suficiente para que séries temporais de período 1950-2000 fossem preparadas para cada ponto de grade.



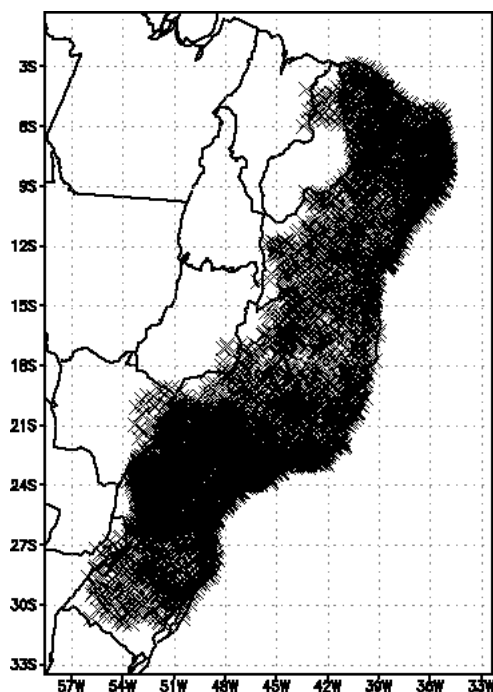


Figura 3.3: Estações que não foram submetidas ao processo de preenchimento. Cada "x" representa uma estação

Para facilitar, daqui por diante, cada estação a ser preenchida será chamada, de "vazia" e as que forem utilizadas para preenchê-la, serão chamadas de "vizinhas". É importante ressaltar que não são criadas novas estações. Apesar de ser utilizado o termo "vazia" apenas dados faltantes são preenchidos, e não uma série completa está sendo criada.

Para preencher as estações vazias, foram utilizadas vizinhas que atendessem aos seguintes critérios:

- (a) estar posicionada a no máximo  $2,5\sqrt{2}^\circ$  da estação vazia;
- (b) possuir pelo menos 10 anos de superposição com a série da estação vazia. Estes anos não precisam ser consecutivos, mas é necessário que não apresentem dados faltantes;
- (c) possuir correlação significativa (nível de significância de 0,05) com a série da estação vazia;
- (d) possuir dado em alguma data faltante da estação vazia.

Selecionadas as estações vizinhas, a regressão linear foi aplicada a pares de séries (vazia e vizinha), no período de superposição das mesmas, obtendo a equação:

$$P_c(t) = a_r P_v(t) + b_r \quad (3.1)$$

onde  $P_v(t)$  é o valor da precipitação na vizinha no tempo  $t$ ,  $P_c(t)$  é a contribuição da mesma para a estação vazia,  $a_r$  é o coeficiente angular da reta de regressão e  $b_r$  é o coeficiente linear.

O valor inserido em cada mês faltante da estação vazia foi a média ponderada (para cada mês), da contribuição de todas as vizinhas naquele mês:

$$P(t) = P_{c1}(t)p_1 + P_{c2}(t)p_2 + \dots + P_{cnv}(t)p_{nv} \quad (3.2)$$

onde  $P(t)$  é a precipitação atribuída à estação vazia  $P_{ci}(t)$  é a contribuição da estação  $i$ ,  $nv$  é o número de vizinhas e  $p_i$  é o peso da vizinha  $i$ .

O peso de cada vizinha é o inverso do nível de significância da sua correlação com a estação vazia.

O método aplicado para preencher as séries, pode apresentar alguns problemas quando são obtidas equações de regressão entre duas séries com médias muito diferentes.

Nos 198 casos em que a aplicação do método resultou em número negativo, foi atribuído zero ao mês faltante.

Já as 13 situações em que o preenchimento foi muito alto, foram analisadas separadamente. Entenda-se este valor elevado como superior a 700 mm e acima da média mais três desvios padrões. Tal valor é empírico e foi escolhido após a realização de diversos testes.

Uma observação sobre o método: a opção pela regressão linear simples, ao invés de uma regressão linear múltipla (que a princípio, seria a opção mais natural), se deu pelo motivo das séries não possuírem o mesmo número de membros.

### 3.2.2 Formação das séries médias

Após o preenchimento das estações, séries médias de precipitações mensais foram formadas para os pontos de grade no centro de cada um dos quadrados da Figura 3.2.

O valor da precipitação para cada ponto de grade foi obtido pela média aritmética das estações/quadrículas posicionadas na região delimitada por uma circunferência de raio  $2,5\sqrt{2}^\circ$  (correspondente à diagonal de cada quadrado). Assim, foram criadas 270 séries médias de totais mensais, cada uma correspondendo a um ponto de grade.

### 3.2.3 Análise de consistência

Os dados que compõem as séries médias estão sujeitos a várias fontes de erros como, por exemplo, de interpretação das medições e digitação. Além disso, mesmo estes problemas tendo sido atenuados, há uma outra fonte de erro decorrente da formação da série média para uma determinada região: a variação temporal do número de estações.

As regiões dos pontos de grade podem ter uma área de abrangência tal que contemplem diferentes regimes de chuva. Se em períodos diferentes, há variação da distribuição espacial de estações ou simplesmente se há variação do número de estações, é possível que em algumas datas a média seja influenciada por um regime e em outras datas por outro.

Erros deste tipo existiam no conjunto de pontos de grade e, para reduzi-los, foi realizado um "reparo" através dos seguintes passos:

- (a) identificação dos pontos onde há datas com apenas uma estação contribuindo com dados;
- (b) identificação dos pontos onde, naquelas datas, há até cinco estações/quadrículas, mas a precipitação nas mesmas é idêntica. Isso pode ocorrer onde há uma estação e até quatro quadrículas, devido à forma como estas foram preparadas por Liebmann e Allured (2005). Há superposição de área de abrangência de cada ponto de grade do LIEB e isso torna possível um caso onde uma estação está numa área de interseção de quatro pontos.

- (c) nas séries dos pontos identificados, retirada dos dados que são provenientes de apenas uma estação/quadrícula;
- (d) cálculo da correlação e teste de significância (nível de 0,05) entre esta nova série e de cada uma das estações que levaram o ponto a ser identificado nos dois primeiros passos deste processo (no caso de estações identificadas no segundo passo, foi utilizada apenas a estação e não uma das quadrículas);
- (e) obtenção da equação de regressão entre a série do ponto e da estação;
- (f) se há correlação significativa entre a série da estação e do ponto, é aplicada a equação de regressão e o resultado é atribuído ao ponto nas datas onde apenas a estação contribuía com dados;
- (g) quando não há correlação significativa, a série do ponto recebe um código de indefinição na data onde havia apenas uma estação contribuindo.

As Figuras 3.4 e 3.5 mostram casos em que o reparo eliminou oscilações devido a variação temporal do número de estações. Estas variações nas séries poderiam ser interpretadas erroneamente como fruto de variabilidade interdecadal, prejudicando seriamente o estudo.

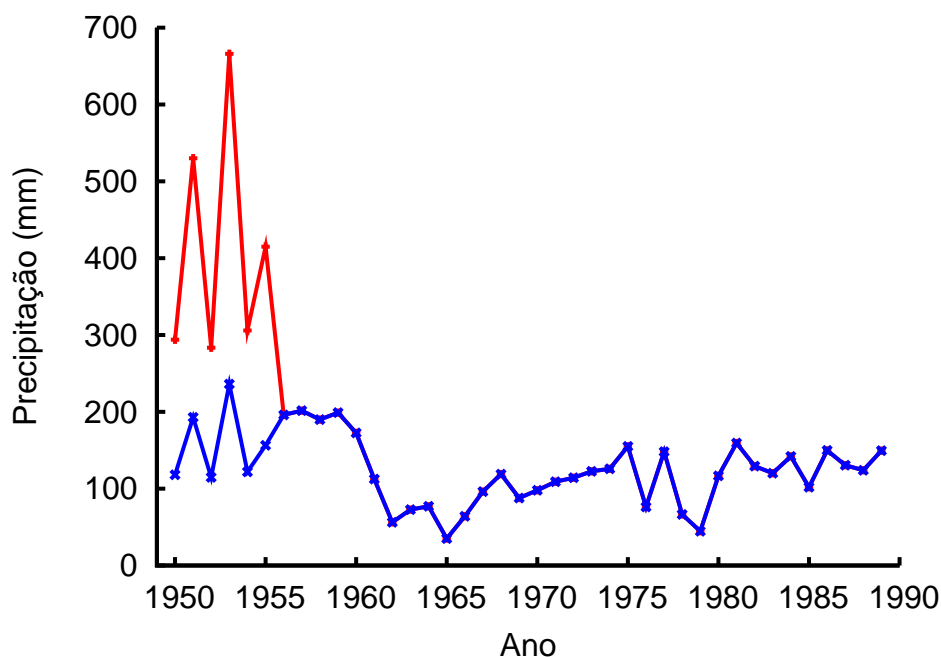


Figura 3.4: Reparo efetuado no ponto 141, mês de março. Em vermelho a série original e em azul a série após o reparo

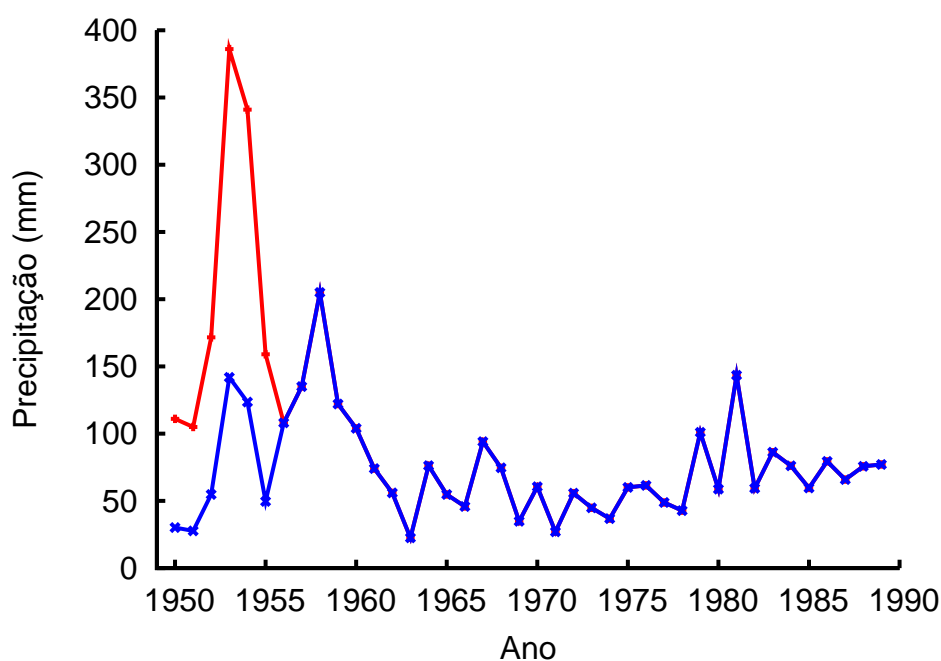


Figura 3.5: Reparo efetuado no ponto 141, mês de maio. Em vermelho a série original e em azul a série após o reparo

#### 3.2.4 Preenchimento das séries dos pontos de grade

Às séries dos pontos de grade, foi aplicado o mesmo processo de preenchimento das séries de estações.

Neste caso, um ponto tem no máximo 8 pontos vizinhos. Foi calculada a correlação, aplicado teste de significância e ajustada a reta de regressão linear da mesma forma que no preenchimento de estações.

O processo foi aplicado duas vezes ao conjunto de dados para três períodos diferentes: 1950-2000, 1955-2000 e 1960-2000.

#### 3.2.5 Análise do preenchimento das séries dos pontos de grade

Após o preenchimento dos pontos, as séries dos pontos de grade foram analisadas para verificar quais pontos podiam ser utilizados na pesquisa, segundo os seguintes critérios:

- (a) o número de preenchimentos não pode ultrapassar a metade da quantidade dos dados da série;
- (b) se a soma de preenchimentos e de vazios restantes não ultrapassar 50% da série, a climatologia pode ser aplicada aos vazios ainda existentes, mas sem ultrapassar dez valores;
- (c) não é permitida uma sequência maior do que cinco dados completados com climatologia.

### 3.2.6 Retirada de pontos

Alguns pontos estavam localizados no oceano e foram retirados (seus dados eram de estações localizadas em bordas do continente).

Também foram analisados os conjuntos de cada período de estudo a fim de retirar pontos onde o preenchimento não produziu bons resultados. Valores muito altos (mesmo critério adotado para estações) foram considerados, bem como análise de mapas das séries de cada mês, como apresentado nas figuras 3.6.

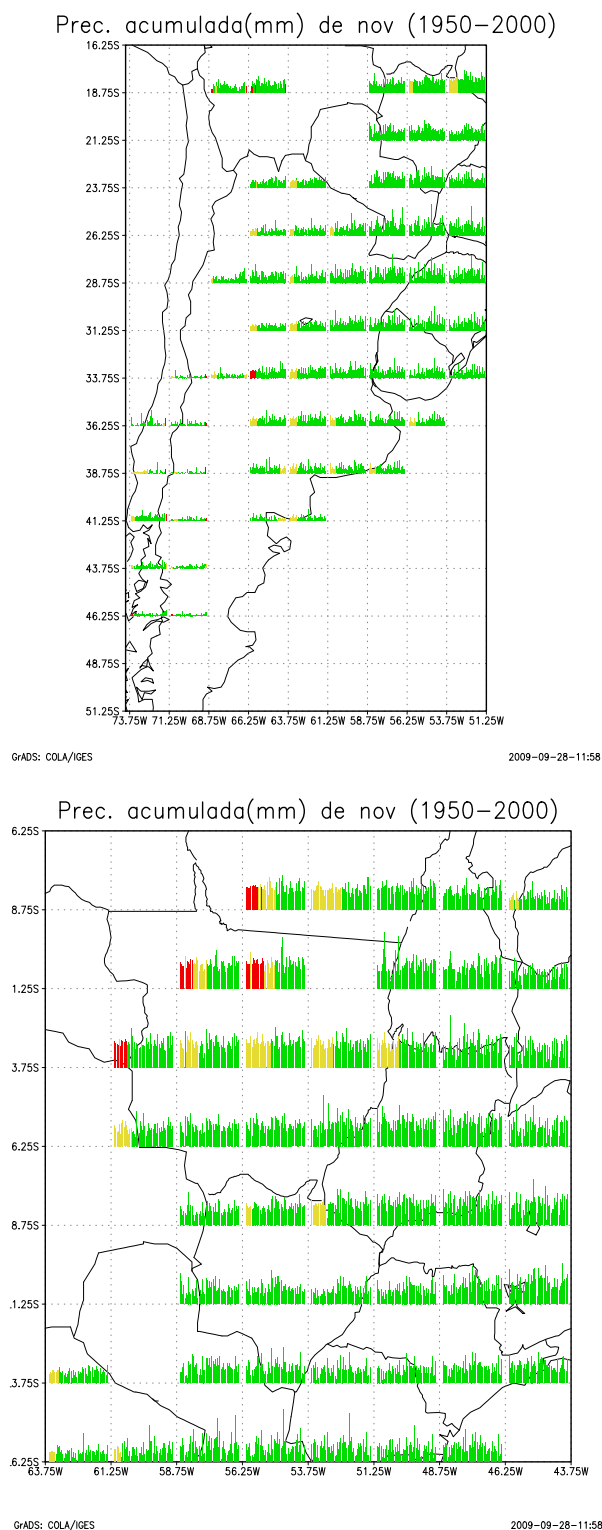


Figura 3.6: Mapas de barras, utilizados para auxiliar na retirada de pontos. Verde representa dados originais, amarelo os oriundos de primeiro preenchimento, vermelho de segundo preenchimento e azul os casos onde a climatologia foi adotada

### 3.2.7 Conjuntos obtidos e séries temporais

Terminada a retirada de pontos indesejados, três conjuntos de dados estavam disponíveis para análise (períodos 1950-2000 1955-2000 e 1960-2000), com os pontos distribuídos da forma mostrada pela Figura 3.7. A quantidade de pontos é apresentada na Tabela 3.2.

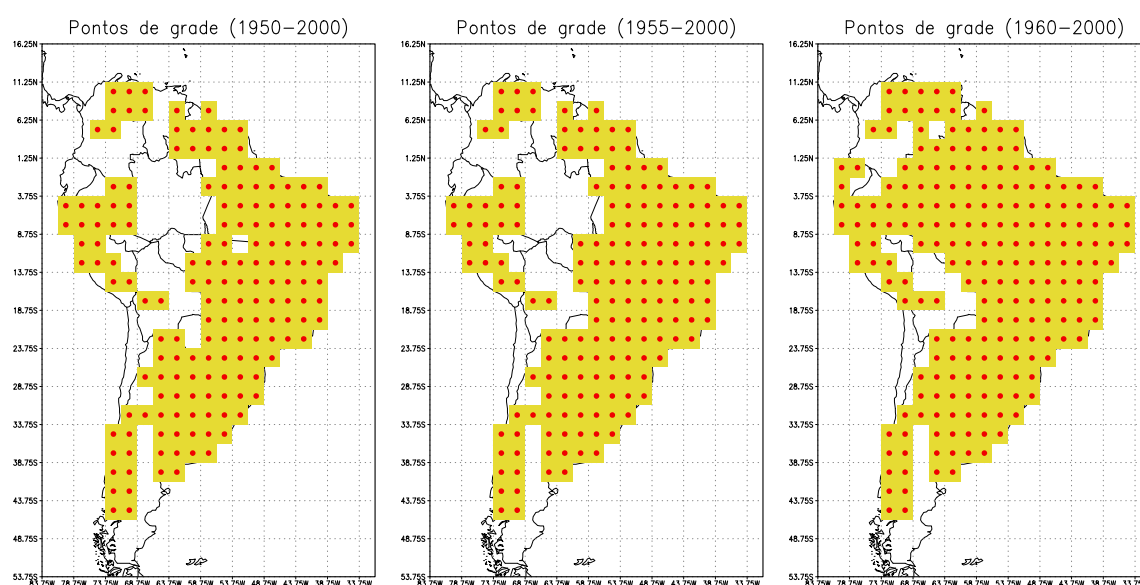


Figura 3.7: Distribuição espacial dos pontos de grade para cada período de estudo

Tabela 3.2: Quantidade de pontos para cada conjunto de dados

Período	1950-2000	1955-2000	1960-2000
Pontos	176	179	214

Séries de totais mensais, sazonais e anuais foram construídas.

As estações do ano foram aqui definidas como apresentado na Tabela 3.3.



Tabela 3.3: Definição das estações do ano

Estação	Meses
Outono	Março-Abril-Maio
Inverno	Junho-Julho-Agosto
Primavera	Setembro-Outubro-Novembro
Verão	Dezembro-Janeiro-Fevereiro

Assim, para os totais sazonais de 1950, por exemplo, temos o outono representado pela soma de março, abril e maio de 1950, o inverno por junho, julho e agosto de 1950, primavera por setembro, outubro e novembro de 1950. Já o verão deste ano é representado por dezembro de 1950, janeiro e fevereiro de 1951, sendo necessário então, para o período de 1950-2000, por exemplo, também os meses de janeiro e fevereiro de 2001.

Os três conjuntos de dados também estão sendo utilizados em outros estudos no Laboratório de Meteorologia da UFPR.

Além disso, foram selecionados os pontos de grade do CRU que se encontram na América do Sul e preparados conjuntos de dados para vários períodos (1900-1993, 1900-1998, 1912-1993, 1912-1998, 1920-1993 e 1920-1998). Neste trabalho não serão apresentados todos os resultados para cada período, uma vez que o objetivo de se formar vários conjuntos não era a análise de todos eles, mas a obtenção do conjunto ideal, considerando abrangência espacial e temporal.

A Figura 3.8 mostra os pontos de grade do CRU localizados na região de estudo, para diferentes intervalos de tempo.

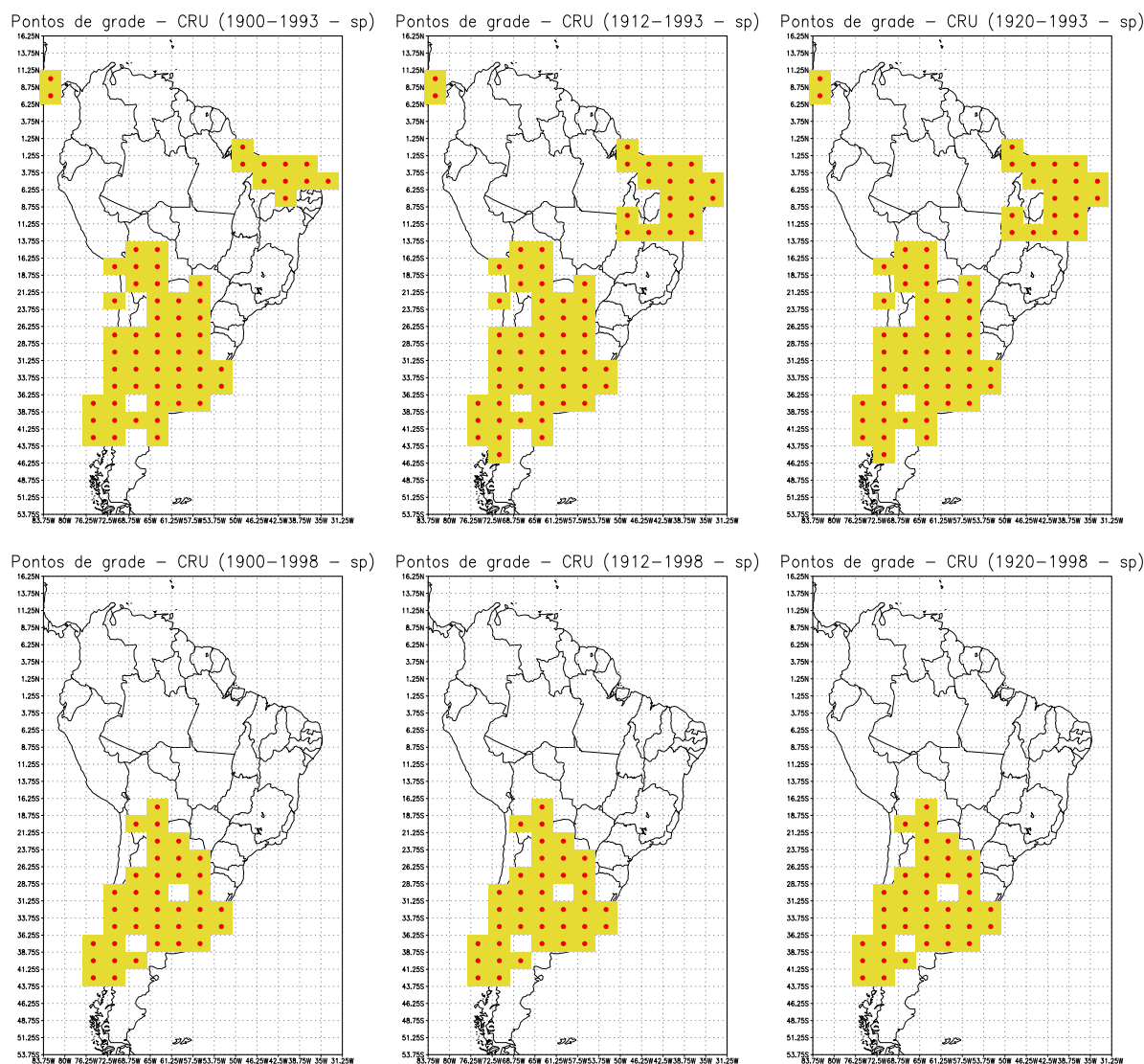


Figura 3.8: Pontos do conjunto de dados do CRU localizados na região de estudo

Para simplificar, a Tabela 3.4 mostra abreviações que serão utilizadas para referenciar os conjuntos de cada período de estudo.

Tabela 3.4: Abreviações para conjuntos de dados

Abreviação	Significado
LAB50	Conjunto do Lab. Meteorologia da UFPR, período 1950-2000
LAB55	Conjunto do Lab. Meteorologia da UFPR, período 1955-2000
LAB60	Conjunto do Lab. Meteorologia da UFPR, período 1960-2000
CRU0093	Conjunto do CRU, período 1900-1993
CRU1293	Conjunto do CRU, período 1912-1993
CRU2093	Conjunto do CRU, período 1920-1993
CRU0098	Conjunto do CRU, período 1900-1998
CRU1298	Conjunto do CRU, período 1912-1998
CRU2098	Conjunto do CRU, período 1920-1998

### 3.3 Filtro gaussiano

Como o estudo trata de variabilidade interdecadal de precipitação, é interessante isolar este tipo de variabilidade de outras de maior frequência. Neste estudo, isto foi feito utilizando um filtro gaussiano de 9 pontos, que filtra a variabilidade referente a períodos até 8 anos. É do tipo passa baixa, pois permite a passagem de baixas frequências e atenua frequências maiores.

O limiar proposto de 8 anos retira toda a variabilidade interanual associada com episódios ENOS, mas mantém a variabilidade decadal detectada por Robertson e Mechoso (1998) nas vazões de rios da Bacia do Paraná/Prata.

Trata-se de uma média móvel e seus pesos são estabelecidos com base numa curva gaussiana. A Tabela 3.5 mostra estes valores.

Tabela 3.5: Pesos do filtro gaussiano

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pesos	0,004	0,026	0,099	0,224	0,294	0,224	0,099	0,026	0,004

O cálculo dos pesos foi efetuado seguindo Mitchell et al. (1966). Os passos são os seguintes:

- (a) calcular o desvio padrão apropriado, através da relação:

$$6\sigma = p_f \quad (3.3)$$

onde  $\sigma$  é o desvio padrão e  $p_f$  é o período máximo a ser filtrado, no caso, 8 anos. O valor 6 da equação é sugerido pelo fato de que a resposta do filtro gaussiano cai abaixo de 50% em comprimentos de onda igual a cerca de 6 desvios padrões da curva gaussiana (MITCHELL et al., 1966);

- (b) verificar as ordenadas gaussianas correspondentes aos valores  $0, \pm 1/\sigma, \pm 2/\sigma, \pm 3/\sigma$  e assim sucessivamente, excluindo valores menores do que 5% do valor central (ordenada correspondente a 0);
- (c) somar todas as ordenadas e dividir cada uma delas pela soma. Estes são então os pesos.

Um aspecto importante é que, sendo um filtro de média móvel, a aplicação é feita em  $n$  pontos e a média é atribuída ao ponto central. Assim, num filtro de 9 pontos, a média dos termos 1 ao 9 é atribuída ao quinto termo, dos termos 2 ao 10 ao sexto termo e assim sucessivamente. Isto significa, no caso de 9 pontos, que a série resultante terá 8 termos a menos, pois 4 valores do início e 4 valores do final serão perdidos.

A Figura 3.9 mostra o efeito da aplicação do filtro.

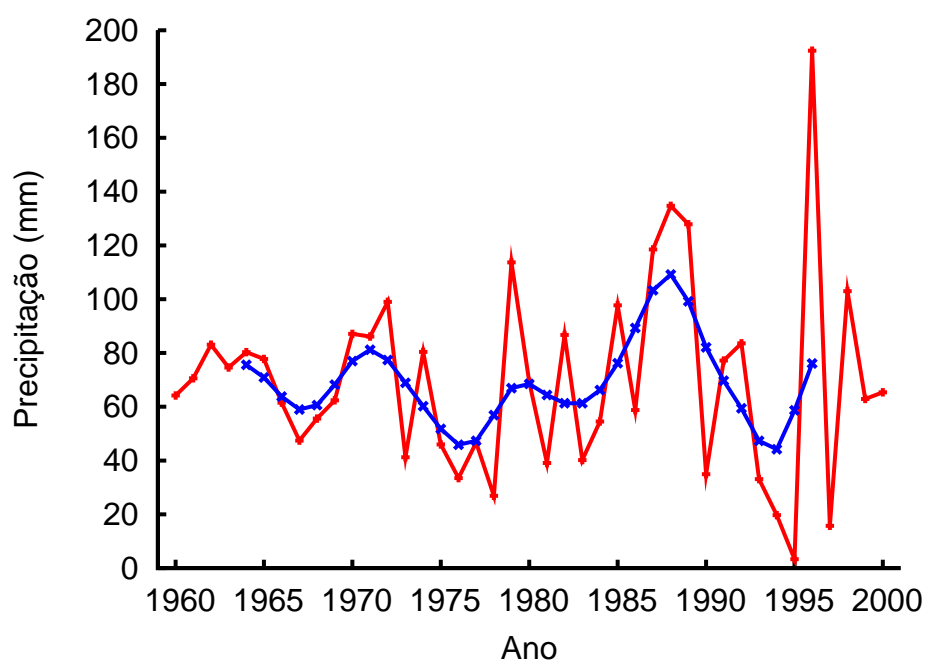


Figura 3.9: Resultado da aplicação do filtro gaussiano. Em vermelho, série original e em azul, série filtrada

Utilizando Análise Espectral (com método que será descrito posteriormente), podemos ver claramente que ciclos abaixo de 8 anos são filtrados. A Figura 3.10 mostra as potências espectrais de uma série antes e após ser submetida ao filtro gaussiano.

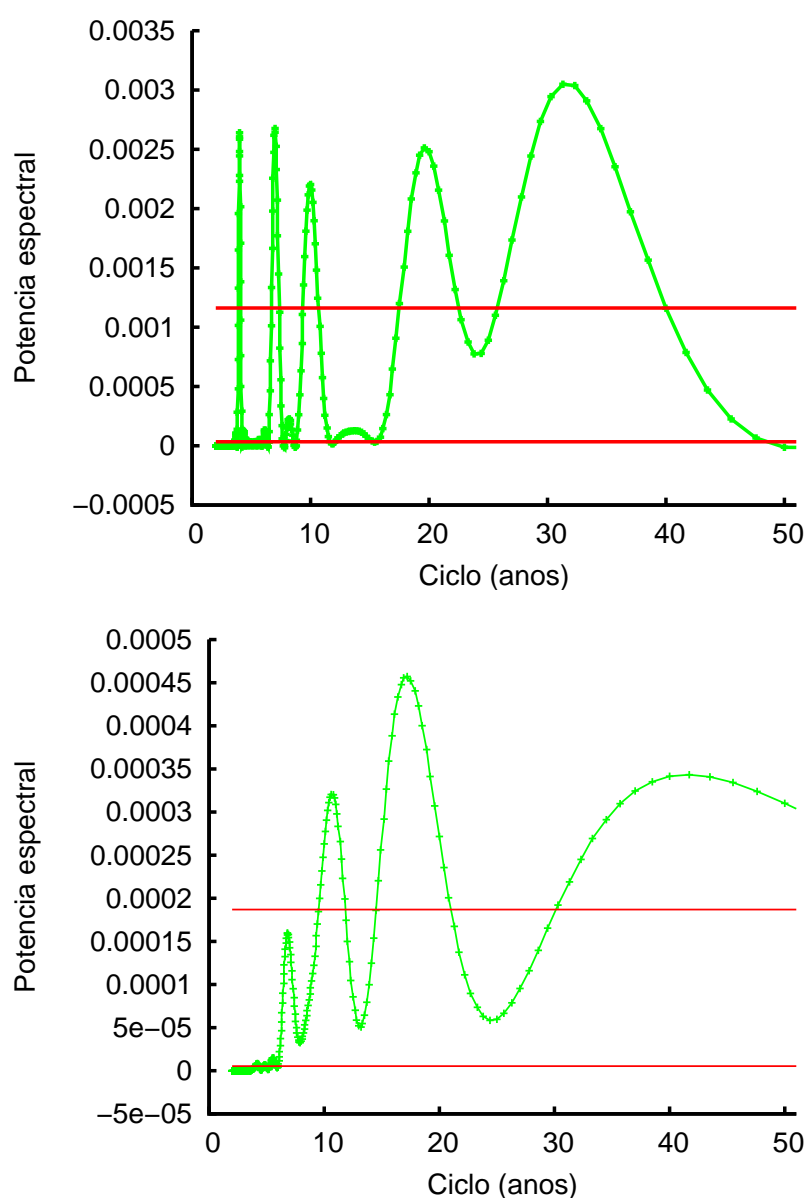


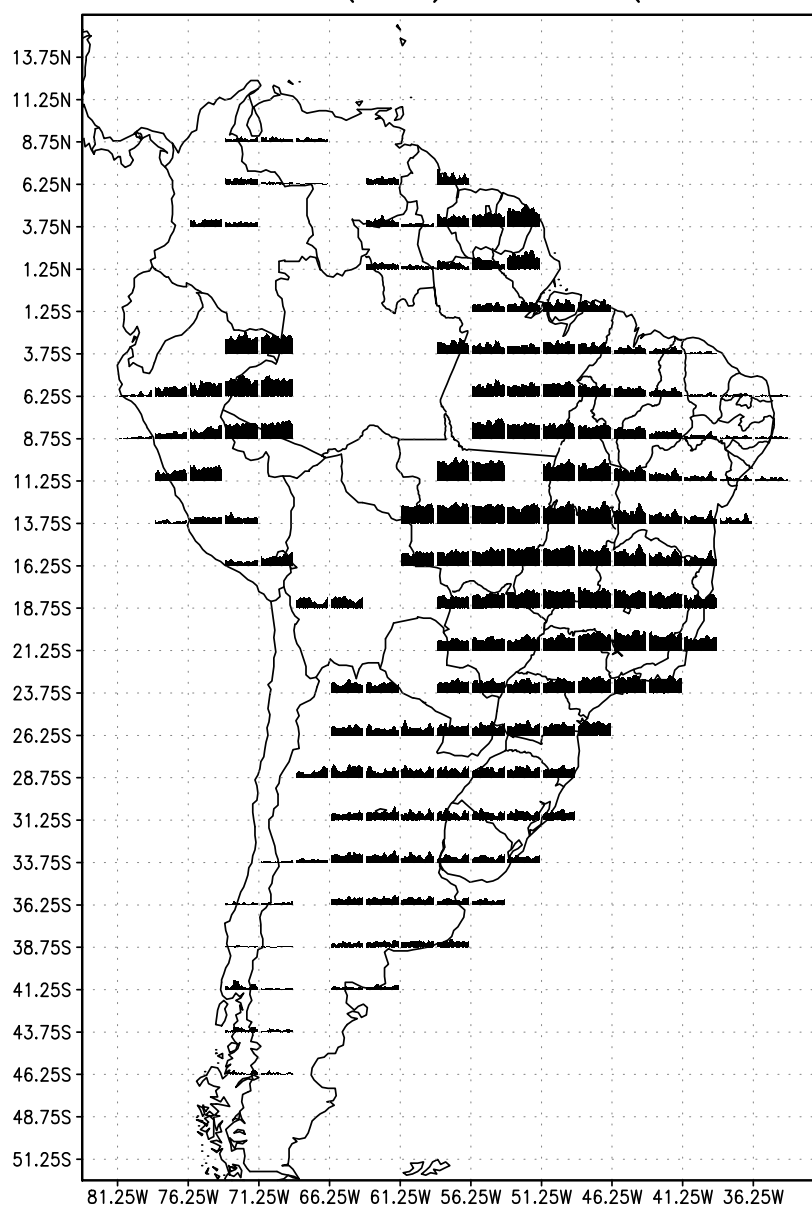
Figura 3.10: Análise Espectral de uma série antes (painel superior) e após (painel inferior) ser submetida ao filtro gaussiano. Ciclos com potência espectral acima da linha vermelha superior, são considerados significativamente presentes nas séries

A série submetida ao teste mostrado pela Figura 3.10, foi construída pela soma de senos com periodicidades de 4, 7, 10, 20 e 30 anos. Observa-se claramente que os ciclos de 4 e 7 anos foram filtrados pelo filtro de gauss.

### 3.4 Análise de Componentes Principais

Do ponto de vista de uma análise estatística, cada ponto de grade do conjunto de dados, corresponde a uma variável. Assim, no período de estudo 1950-2000, temos 176 variáveis e em cada uma delas, tomando um mês qualquer por exemplo, temos 43 observações (pois, como explicado anteriormente, o filtro gaussiano retira 4 dados do início e 4 do final da série). Na Figura 3.11 temos todas estas variáveis e correspondentes observações representadas.

Prec. acum. filt.(mm) de dez (1950–2000)



GrADS: COLA/IGES

2009-12-16-18:13

Figura 3.11: Séries temporais de precipitação do mês de dezembro: 176 variáveis com 43 observações cada

Diferentes regiões apresentam séries temporais diferentes, tanto na quantidade de precipitação, quanto na variabilidade. É interessante identificar quais padrões de variabilidade se destacam num conjunto de dados, para facilitar a análise.

A obtenção dos padrões de variabilidade interdecadal foi feita utilizando um método



de análise multivariada chamado Análise de Componentes Principais (ACP). Com esta ferramenta estatística, obtém-se um conjunto muito menor de variáveis, que explicam perto de 100% da variância de todo o conjunto. Estas novas variáveis são obtidas (utilizando ACP), pela combinação linear das variáveis originais.

A Figura 3.12 mostra alguns modos de variabilidade interdecadal da precipitação de dezembro, que explicam boa parte da variância do conjunto de variáveis representadas na Figura 3.11. Com apenas três dessas novas variáveis, mais de 53% da variância do conjunto original está representada.

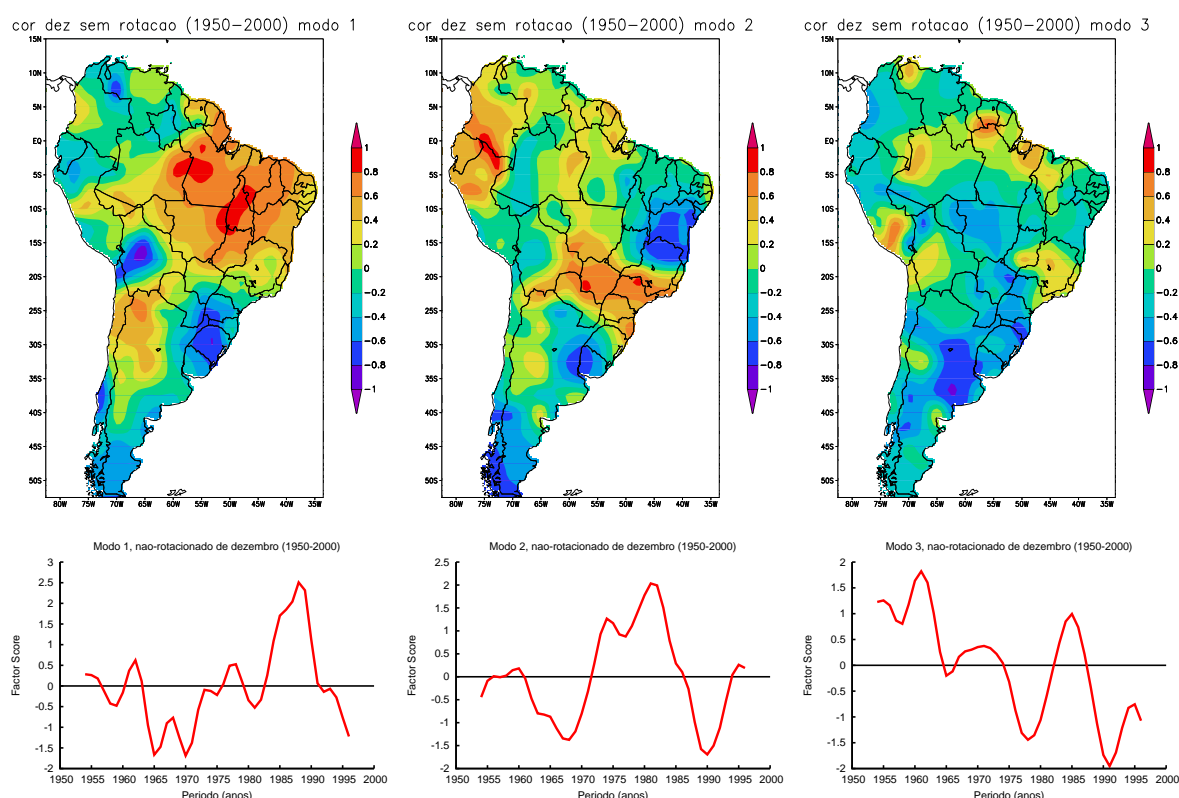


Figura 3.12: Modos de variabilidade para precipitação de dezembro. Mapas representam os *factor loadings* e gráficos, os *factor scores*. Da esquerda para direita, modos 1, 2 e 3, com variância explicada de 22,98%, 16,37% e 13,77%, respectivamente

Na Figura 3.12 temos, para cada modo de variabilidade, um mapa e um gráfico. Nos mapas estão representados os chamados *factor loadings* e nos gráficos, os *factor scores* (ou componente principal).

Cada *factor score* é um padrão de variabilidade (modo de variabilidade) que está presente em todas as regiões onde o *factor loading* apresenta valor elevado. Quando

o *factor loading* é elevado e positivo, num determinando ponto de grade, este ponto está fortemente correlacionado com o *factor score*, enquanto nos casos em que o valor é elevado em módulo, mas negativo, há forte correlação, mas inversa (ou seja, em anos em que o componente principal apresenta anomalias positivas, a série do ponto apresenta anomalias negativas e vice-versa).

A Figura 3.13 mostra comparação entre modos de variabilidade (componentes principais) e séries temporais de pontos onde o *factor loading* é elevado em módulo e positivo e elevado em módulo mas negativo.

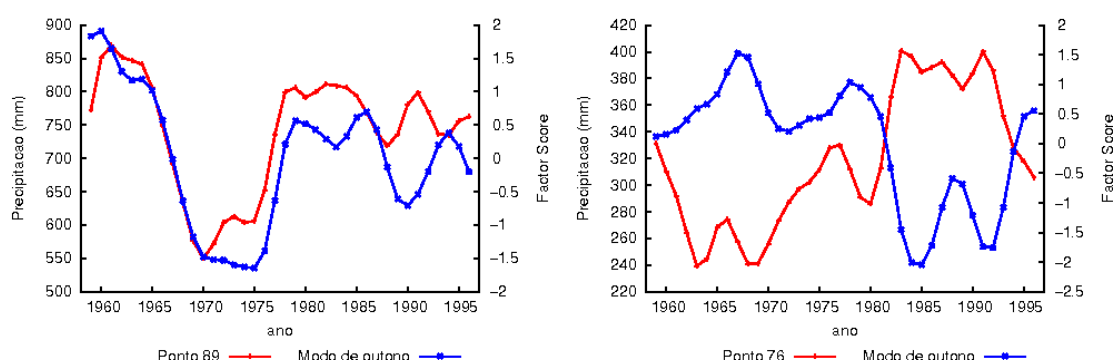


Figura 3.13: Série filtrada x modo de variabilidade. Casos em que o *factor loading* é alto: positivo na esquerda e negativo na direita

Cada componente principal explica uma parte da variância do conjunto original. Assim, é possível saber quanto da variância explicada deste conjunto é representada por um determinado padrão de variabilidade e em que regiões ele está presente.

Uma explicação bastante didática sobre o método, pode ser encontrada em Johnson e Wichern (1998).

A obtenção dos componentes principais se dá pelos seguintes passos:

- formação de uma matriz  $X$  com observações versus variáveis;
- obtenção de uma matriz  $S$  de covariância ou correlação;
- obtenção de autovalores e respectivos autovetores da matriz  $S$ . Cada autovetor é um conjunto de *factor loadings*;
- o produto de cada autovetor pela matriz  $X$  gera um componente principal (*factor score*).

Há diversas formas de definir o número de componentes principais que se deve reter para análise. Duas maneiras de se fazer isso, utilizando gráficos, seriam o método *scree graph* (às vezes chamado de *scree test*) e o *log-eigenvalue diagram* (LEV). A primeira baseia-se num gráfico de número de componente principal pelo seu respectivo autovalor e a segunda é semelhante, mas usa uma escala logarítmica para os autovalores.

Outra forma mais objetiva é a regra de Kaiser, que retém os modos que possuem autovalores tais que:

$$\lambda > \frac{T_l}{K} \sum_{k=1}^K s_{k,k} \quad (3.4)$$

onde  $\lambda$  é o menor autovalor cujo modo será retido,  $T_l$  é um parâmetro limite,  $K$  é o número de variáveis,  $k$  é um índice e  $s_{k,k}$  é um elemento da matriz de covariância (ou correlação).

A princípio,  $T_l$  é igual a 1, entretanto, Jolliffe (apud WILKS, 1995) argumentou que a regra de Kaiser é muito restrita e sugeriu a alternativa do valor de 0,7 para  $T_l$ . Esta sugestão foi aceita para este trabalho.

Além da obtenção dos componentes principais, há a possibilidade de rotacioná-los. No estudo em questão, o resultado prático deste procedimento é o isolamento de padrões de precipitação mais regionais que aparecem em conjunto nos modos sem rotação.

Há vários tipos de rotação de componentes principais e a utilizada neste estudo é a rotação *Varimax*, que maximiza a variância explicada, através do critério de mesmo nome (RICHMAN, 1986):

$$V = \sum_{j=1}^{n_{pc}} \frac{n_{pc} \sum_{i=1}^{n_{pc}} \left( \frac{b_{ij}^2}{cm_i^2} \right)^2 - \left( \sum_{i=1}^{n_{pc}} \frac{b_{ij}^2}{cm_i^2} \right)^2}{n_{pc}^2} \quad (3.5)$$

onde  $V$  é o critério Varimax,  $n_{pc}$  o número de modos,  $i$  e  $j$  são índices,  $cm_i^2$  é a comunalidade da  $i$ -ésima variável (quantidade da variância das  $i$  variáveis) e  $b_{ij}$  são componentes da matriz dos autovetores.

Esta análise multivariada foi aplicada aos conjuntos de precipitação (tanto o preparado no Laboratório de Meteorologia, como o CRU) e também aos dados de TSM.

### 3.5 Análise Espectral

Em um estudo sobre variabilidade climática, além dos padrões no conjunto de dados, é importante também verificar nas séries originais que ciclos estão presentes nas mesmas. Esta informação tem importância prática em recursos hídricos, pois detectando-se qual a periodicidade de um padrão de precipitação, é possível planejar e operar com mais precisão um sistema de hidrelétricas, por exemplo. Se em uma determinada região, sabe-se que há uma forte oscilação na precipitação com periodicidade de 20 anos (ou quase), é possível preparar-se com antecedência para uma década mais seca ou mais úmida.

Diversos tipos de análise de espectro de frequências são utilizadas no meio científico, como Transformada Rápida de Fourier (comumente chamada pela sua sigla em inglês, FFT) e Transformada de Ondas (wavelets). A primeira fornece como resultado a potência espectral de uma faixa de frequências e a segunda, além deste resultado, mostra em que períodos da série, um determinado ciclo estava presente.

A análise aqui utilizada é o método de Blackman-Tukey, que estima a potência espectral através da Transformada de Fourier da Função de Autocorrelação.

Para aplicar este método, é necessário que a série seja periódica. Para satisfazer esta condição, neste estudo foi utilizada uma janela temporal cosseno:

$$x'_i = x_i 0,5 \left\{ 1 - \cos \frac{(i-1)\pi}{0,1n} \right\}, \quad (1 \leq i \leq 0,1n) \quad (3.6)$$

$$x'_i = x_i 0,5 \left\{ 1 - \cos \frac{(n-i)\pi}{0,1n} \right\}, \quad (0,9n \leq i \leq n) \quad (3.7)$$

onde  $n$  é o número de termos da série,  $i$  é um índice,  $x$  a série original e  $x'$  a série após a aplicação da janela.

A função de autocorrelação nada mais é do que a correlação dos termos da série de uma variável com eles mesmos, deslocados por um *lag*. Numa série de 10 termos, a autocorrelação com *lag* 1 é a correlação do primeiro ao nono termo com o segundo ao décimo. Em variáveis discretas, é definida por:

$$C_l = \frac{1}{n-l} \sum_{i=1}^{n-l} x_i x_{i+l} \quad (3.8)$$

onde  $C_l$  é a autocorrelação para *lag*  $l$ ,  $n$  é o número de termos da série,  $i$  é um índice e  $x_i$  é uma série com média zero.

A densidade espectral de potência é estimada por :

$$G_h = 2\Delta t \left\{ C_0 + 2 \sum_{l=1}^{m-1} \cos \frac{\pi l h}{m} + C_m \cos \pi h \right\} \quad (3.9)$$

onde  $G_h$  é a estimativa para a densidade espectral de potência (daqui por diante, DEP) correspondente ao harmônico  $h$ ,  $\Delta t$  é o intervalo de tempo entre um termo e outro da série e  $m$  é o *lag* máximo.

O teste chi-quadrado foi utilizado para determinar se uma DEP é significativamente diferente de zero num certo nível de significância.

O *lag* máximo é um parâmetro que define a menor frequência, cuja DEP será estimada e não é recomendável que seu valor seja superior à metade da série. Os períodos correspondentes às frequências, estão relacionados com os harmônicos e *lag* máximo da seguinte forma:

$$T = \frac{2m\Delta t}{h} \quad (3.10)$$

onde  $T$  é o período.

No caso das séries temporais utilizadas o intervalo de tempo é de 1 ano. Como a maior frequência para a qual é possível realizar estimativa é a de Nyquist ( $\frac{1}{2\Delta t}$ , que corresponde a um período, neste caso, de dois anos), o número de harmônicos, para os quais se pode estimar a DEP está condicionado à escolha de  $m$ .

Para aumentar a resolução das frequências, foi proposto o alongamento das séries com zeros nas bordas. Assim, com séries alongadas é possível escolher um valor maior de  $m$  e estimar um número maior de DEP.

Na Figuras 3.14, 3.15 e 3.16 são apresentados resultados de alguns testes realizados com alongamentos de séries. Estes gráficos mostram também os limites superior e inferior do teste de significância. Ciclos com densidade espectral acima do limite superior são considerados como significativamente presentes na série. O nível de significância adotado foi de 0,05.

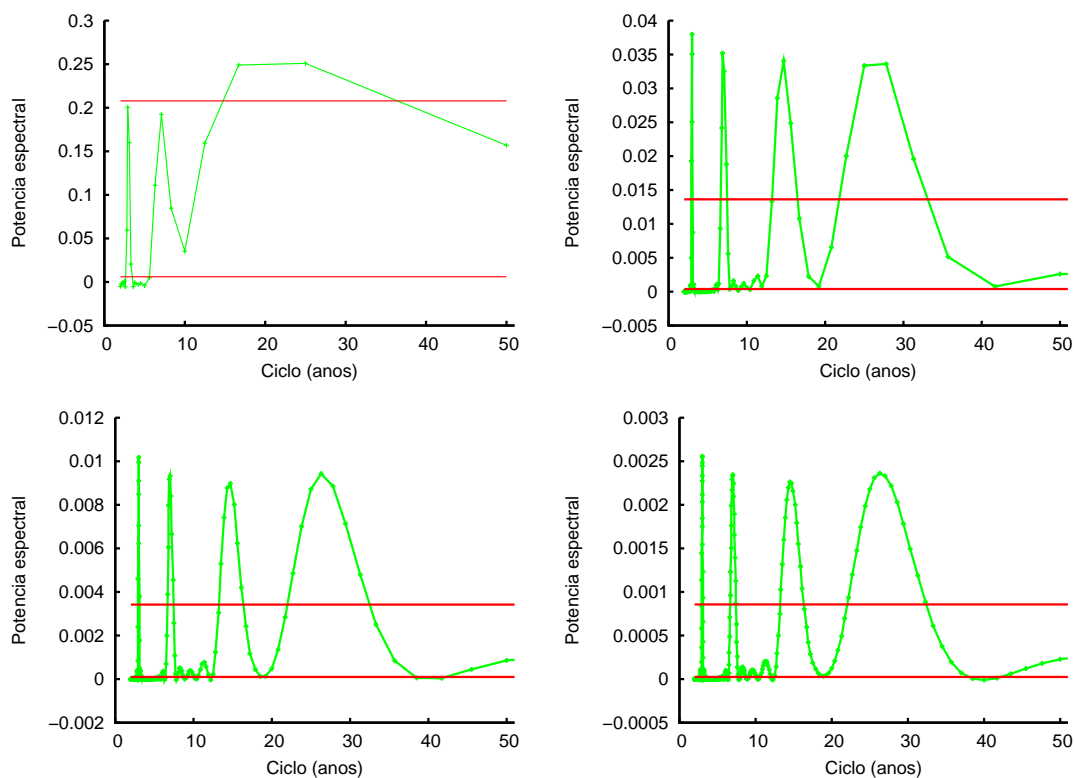


Figura 3.14: Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 25, 15, 7 e 3 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior)

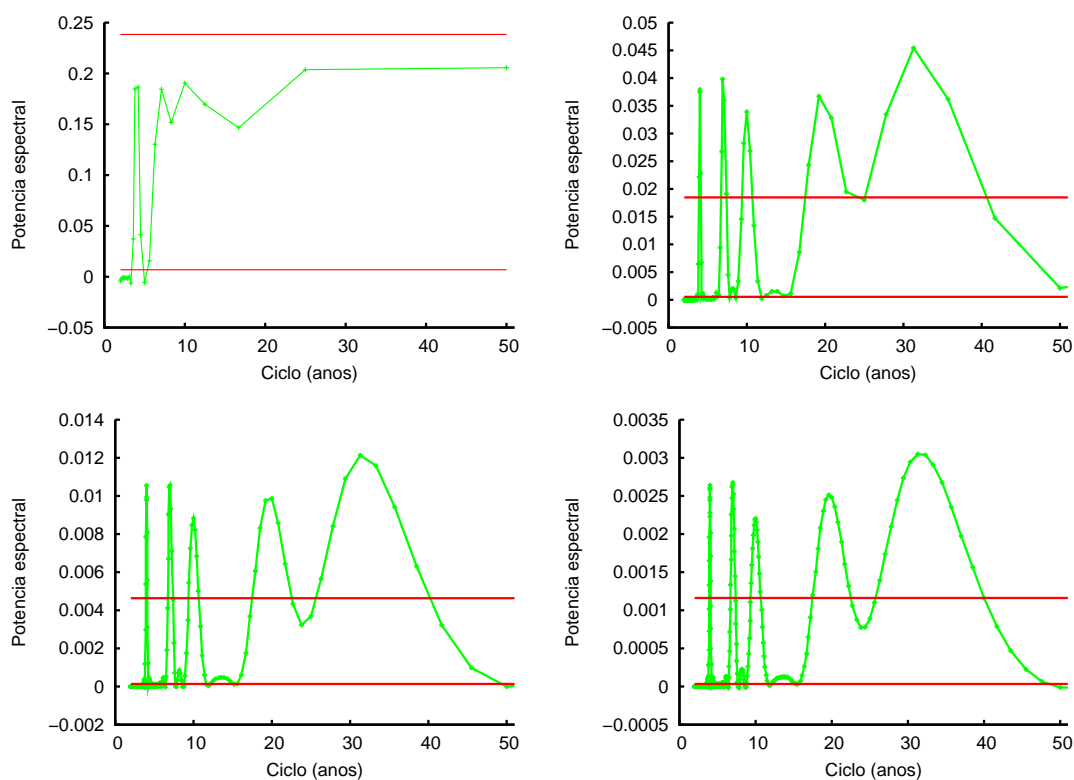


Figura 3.15: Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 30, 20, 10, 7 e 4 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior)

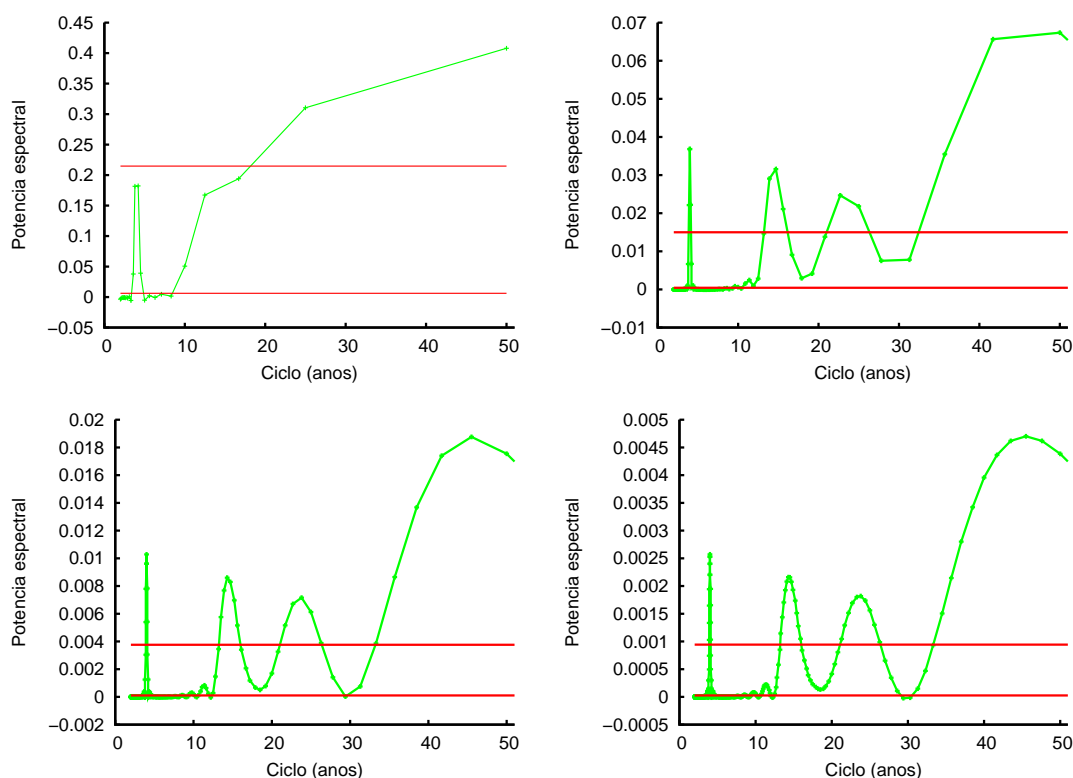


Figura 3.16: Análise Espectral para séries de 50 termos, formadas pela soma de funções senos com periodicidades de 45, 35, 25, 15 e 4 anos. Teste sem alongamento, com alongamento para 250 termos (painel superior), alongamento para 500 termos e alongamento para 1000 termos (painel inferior)

Os três testes mostram que não alongar a série é a pior opção. Para o primeiro teste apresentado (Figura 3.14), o alongamento das séries resultou em resultados muito bons, uma vez que os picos acima do nível superior acusam ciclos iguais ou praticamente iguais aos que foram introduzidos na série. No segundo teste (Figura 3.15), o ciclo mais longo não ficou bem localizado em testes com alongamento, mas sem este artifício, nenhuma periodicidade sequer foi acusada. Já no último teste (Figura 3.16) fica evidente que oscilações de períodos maiores que a metade da série não são bem representadas pelo método.

Nos resultados apresentados em seção posterior, apenas os picos de DEP acima do limite superior de significância é que foram considerados para acusar quais ciclos estavam presentes nas séries.

A Análise Espectral foi aplicada aos conjuntos de precipitação e a Figura 3.17 mostra um exemplo dessa aplicação.



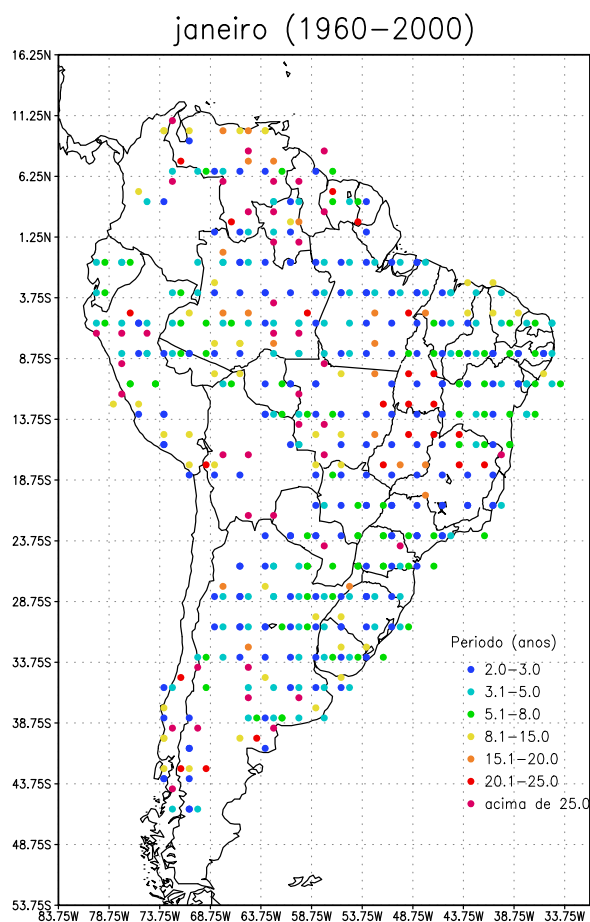


Figura 3.17: Exemplo de mapa com resultados da Análise Espectral. Círculos localizados nas regiões dos pontos de grade representam intervalos de períodos nos quais foi encontrado ao menos um ciclo significativo

Nas aplicações deste trabalho, foi utilizado alongamento das séries para 500 termos, *lag* máximo de 250 e nível de significância de 5%.

### 3.6 Correlações e Teste de Monte Carlo

A investigação da relação linear entre duas séries, pode ser feita através do cálculo do Coeficiente de Correlação de Pearson entre as mesmas (daqui em diante, apenas coeficiente de correlação).

Este coeficiente é calculado pela equação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3.11)$$

onde  $r$  é o coeficiente de correlação,  $i$  é um índice,  $N$  é o número de observações,  $x_i$  e  $y_i$  são observações das variáveis  $x$  e  $y$ , respectivamente e  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  são as médias das variáveis  $x$  e  $y$ , respectivamente.

O coeficiente de correlação varia de -1 a 1. Valores extremos indicam que as duas séries variam da mesma forma (perto de 1) ou inversamente (perto de -1). Variáveis que não possuem correlação linear entre si, apresentam  $r$  igual a zero. Entretanto, correlação zero não implica em ausência de relação entre as variáveis, pois é possível que as mesmas possuam uma relação não-linear.

Várias séries neste estudo foram submetidas à análise de correlação. Como, em todos estes casos, pelo menos uma das séries foi submetida ao filtro gaussiano, é necessário utilizar um teste de significância adequado, pois nem todos os testes admitem que possa haver dependência entre os membros da série. Como o filtro gaussiano utilizado é uma média móvel, mesmo que a série original seja formada por membros independentes entre si, a série filtrada não possui esta propriedade.

O teste de significância adotado é o Teste de Monte Carlo. Apesar de exigir um considerável tempo computacional, a idéia do método é bastante simples e pode ser explicada pelos passos:

- (a) é calculado o coeficiente de correlação entre as séries  $A$  e  $B$ . Por simplicidade, a correlação entre essas duas séries será chamada de correlação original;
- (b) a série  $A$  sofre permutação entre seus membros, a fim de se formar uma nova série;
- (c) é calculado o coeficiente de correlação entre esta nova série e a série  $B$ ;
- (d) compara-se o novo coeficiente de correlação com o anterior;
- (e) repete-se os passos (b),(c) e (d),  $n_e$  vezes;
- (f) chamando de  $cor_m$  o número de vezes em que o novo coeficiente de correlação foi maior do que o original, o nível de significância é definido como a razão entre  $cor_m$  e  $n_e$ .

Assim, se apenas uma pequena parcela das novas correlações foi maior do que a original, teremos um valor pequeno para o nível de significância, indicando que a correlação original era um valor estatisticamente significativo.

É importante ressaltar que neste trabalho, não só a série *A* foi permutada, mas também a série *B*, a fim de obtermos um resultado mais confiável.

Apenas como exemplo, a Figura 3.18 mostra um campo de correlação entre um modo de precipitação e TSM. As regiões coloridas representam correlações significativamente diferentes de zero, positivas e negativas, com nível de significância indicado.

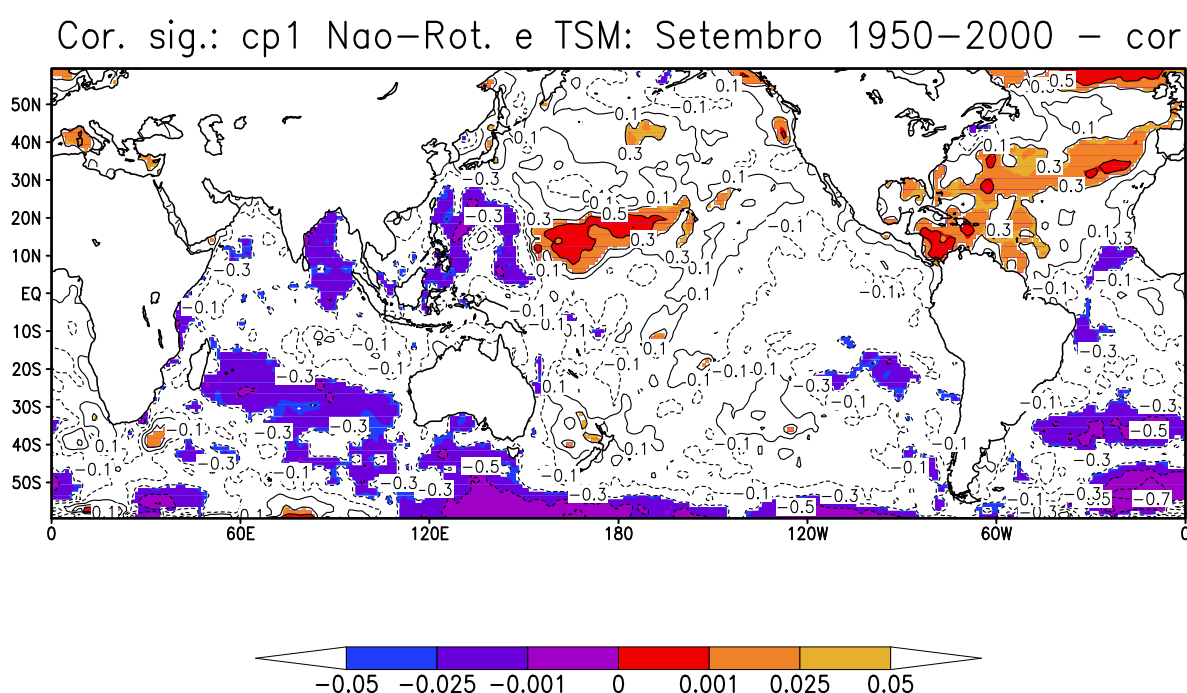


Figura 3.18: Correlação entre o primeiro modo sem rotação de setembro com TSM. As cores mostram regiões onde a correlação é significativa a níveis mostrados pela barra. Valores negativos indicam correlações significativas negativas

Foram realizadas análises de correlação entre modos de TSM e as séries de precipitação, modos de precipitação e séries de TSM, entre modos de variabilidade de meses ou estações do ano (para as variáveis: TSM x TSM, TSM x precipitação, precipitação x precipitação), além de correlações entre modos de precipitação e índices climáticos.

### 3.7 Composições de anomalias

A ACP produziu modos de variabilidade, mas não forneceu informações do comportamento de outras variáveis em relação a estes modos. Uma alternativa é a ACP combinada de mais de um campo de variáveis, por exemplo, dos campos de precipitação e função corrente do vento. Este método, contudo, envolve processamento computacional relativamente grande se aplicado a campos globais, como é de nosso interesse. Outra alternativa é a utilização do cálculo de correlações, como foi abordado na seção anterior. Outro método bastante empregado em estudos de clima é a composição de anomalias.

O procedimento é bastante simples. A explicação se dará no contexto do trabalho, partindo de um modo de precipitação obtido pela ACP e realizando as composições de anomalias de um campo atmosférico, como por exemplo PNM, para fases opostas deste modo em relação à média climatológica. São realizados os seguintes passos:

- (a) identificação dos anos em ocorreram valores anômalos no modo de precipitação. A definição das anomalias fica a critério do pesquisador. Neste trabalho, optou-se por utilizar  $0,7 \sigma$ . (onde  $\sigma$  é o desvio padrão);
- (b) formação de séries de valores anômalos de PNM para as fases positiva e negativa do modo de precipitação, para cada ponto de grade;
- (c) cálculo da média de cada uma das séries de PNM formadas e também das série original de PNM;
- (d) aplicação de teste de significância para verificar se a média da série de valores anômalos é estatisticamente diferente da média da série original.

A estatística  $z$  (com distribuição t-student), utilizada no teste de significância, é calculada da seguinte forma:

$$z = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}}} \quad (3.12)$$

onde  $\bar{x}$ ,  $\bar{y}$  são as médias,  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  são os desvios padrões e  $n_x$ ,  $n_y$  são os números de termos das séries.

O número de graus de liberdade é dado por:

$$v = \frac{\left\{ \frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y} \right\}^2}{\frac{\left( \frac{\sigma_x^2}{n_x} \right)^2}{n_x - 1} + \frac{\left( \frac{\sigma_y^2}{n_y} \right)^2}{n_y - 1}} \quad (3.13)$$

Com isso, são produzidos os campos anômalo. A Figura 3.19 mostra um desses campos.

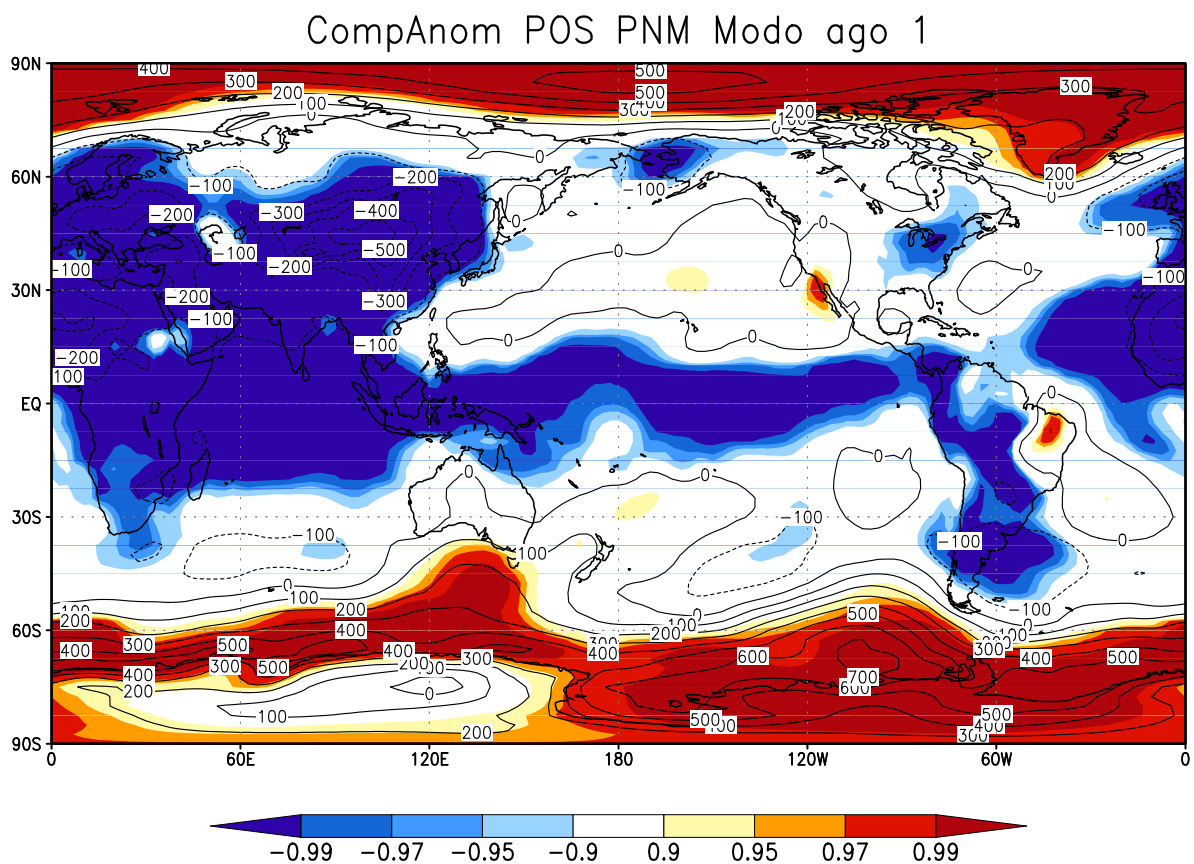


Figura 3.19: Composição de anomalias de pressão ao nível do mar associadas à fase positiva do primeiro modo de precipitação de agosto. Regiões coloridas representam anomalias significativas com nível de significância indicado na barra

Com o uso das composições, é possível conhecer a configuração de campos atmosféricos e oceânicos associados com fases opostas de um determinado modo de precipitação. Apesar de ser um método simples, produz um resultado muito importante em investigações de causa e efeito.

Foram realizadas composições de anomalias de variáveis atmosféricas e de TSM associadas com fases opostas de modos interdecadais de precipitação, para tentar entender a dinâmica destes modos.

### 3.8 Modulação interdecadal dos impactos de fenômenos ENOS

Para verificar a modulação interdecadal dos impactos de fenômenos ENOS foram calculadas correlações móveis entre TSM na região do Niño 3, índice SOI e chuva em estações com séries longas. Este método já foi utilizado anteriormente por Grimm e Ferraz (2002).

Na correlação móvel são calculadas correlações entre séries móveis com um certo número de termos dentro das séries originais, formando-se uma série de coeficientes de correlação. Desta forma, pode-se verificar a variação do impacto de eventos ENOS sobre a precipitação em certo local.

O teste t foi aplicado para verificar a significância das correlações. A correlação limite abaixo da qual, a correlação deixa de ser significativa, é obtida por:

$$r_{lim} = \frac{t_{\alpha,v}}{\sqrt{n-2+t_{\alpha,v}^2}} \quad (3.14)$$

onde  $r_{lim}$  é a correlação limite,  $t_{\alpha,v}$  é a estatística t para nível de significância  $\alpha$  e  $v$  graus de liberdade. O tamanho da série é representado por  $n$ .

O nível de significância adotado foi de 0,05. As correlações móveis foram calculadas utilizando 11 termos.

A Figura 3.20 exemplifica a aplicação deste método.

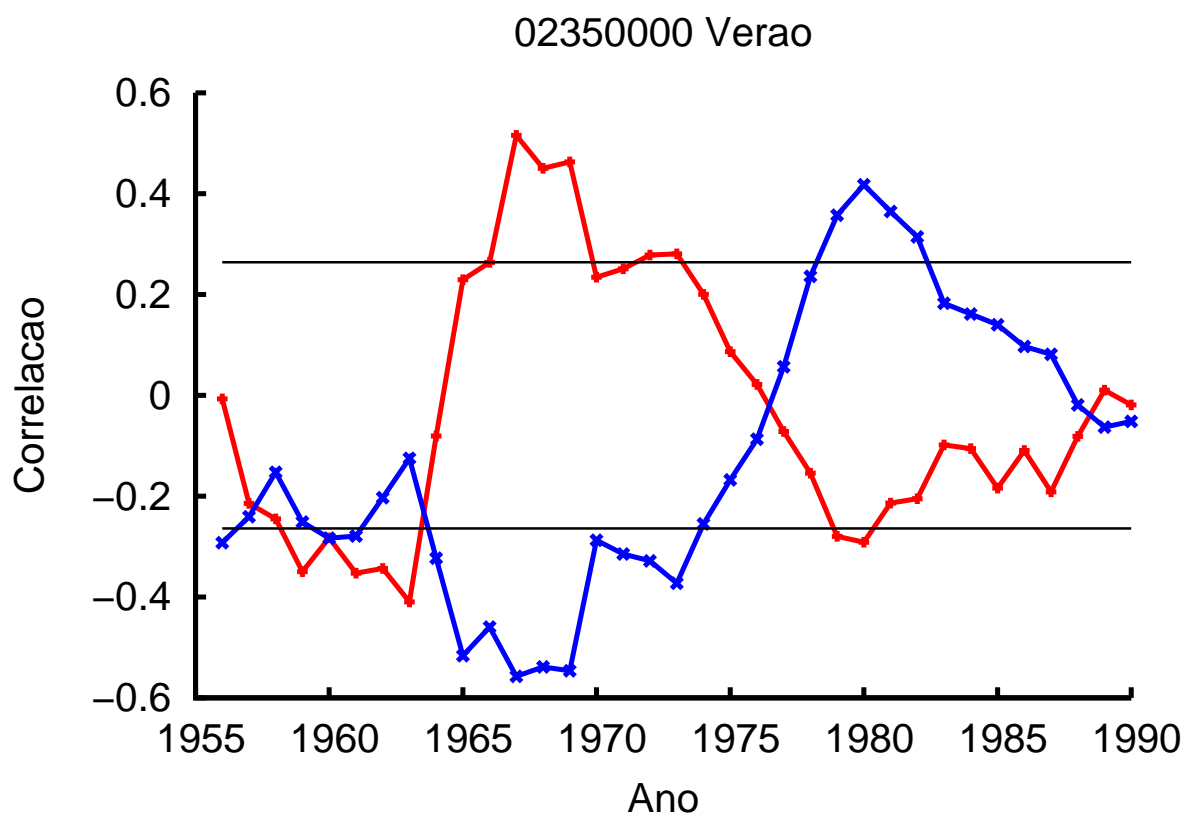


Figura 3.20: Séries de correlações com 11 anos de precipitação de verão da estação 02350000 e índices associados a ENOS (SOI em vermelho e Niño 3 em azul). As linhas pretas indicam o limite de significância

## 4 Resultados e Discussão

Nesta seção são apresentados os resultados e sua discussão.

Primeiramente, é apresentada a caracterização da variabilidade interdecadal (modos de variabilidade interdecadal de precipitação e resultados da Análise Espectral). Na sequência, são mostradas relações entre modos de chuva e campos atmosféricos, temperatura de superfície do mar e índices climáticos. Por fim, são apresentados resultados sobre a modulação interdecadal de efeitos do fenômeno ENOS.

### 4.1 Caracterização da Variabilidade Interdecadal

Esta seção contém os resultados da Análise de Componentes Principais aplicada ao conjunto preparado com dados do LAB e LIEB, bem como comparação com os resultados obtidos usando o conjunto do CRU.

#### 4.1.1 ACP aplicada ao conjunto preparado no Laboratório de Meteorologia da UFPR

A ACP aplicada ao conjunto preparado no Laboratório de Meteorologia da UFPR, produziu resultados para três períodos de estudo: 1950-2000, 1955-2000 e 1960-2000. Como mostrado pela Figura 3.7, o primeiro conjunto, apesar de contar com séries mais longas, apresenta abrangência espacial menor, principalmente em relação ao do período 1960-2000. Entretanto, optou-se por priorizar o tamanho das séries temporais e o conjunto do período 1950-2000 foi escolhido para as análises. Algumas diferenças entre este e os resultados para os demais períodos de estudo serão



comentadas posteriormente.

Na sequência, são apresentados alguns dos modos não-rotacionados e rotacionados de acumulados de precipitação de cada estação do ano, bem como dos totais anuais.

Os modos mostrados neste trabalho foram obtidos utilizando matriz de correlação como entrada para o método da ACP.

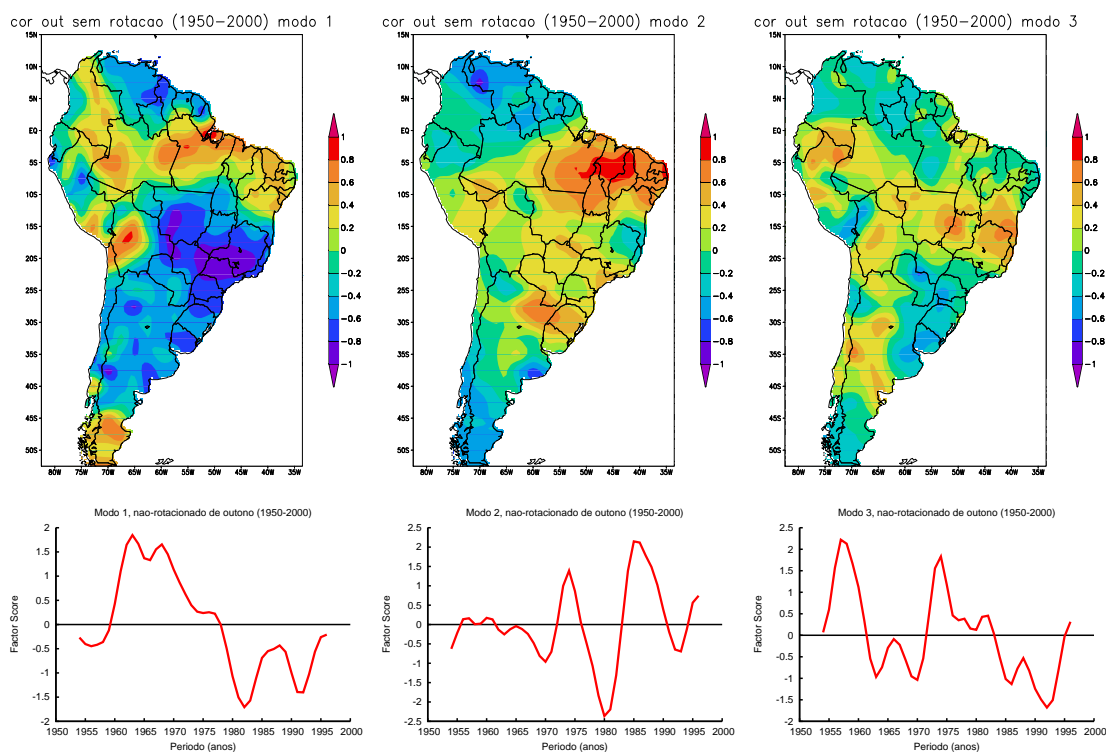


Figura 4.1: Três primeiros modos de precipitação de outono, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 29,55%, 18,95% e 9,64%

O primeiro modo mostra fortes componentes no Sudeste do Brasil, estendendo-se para o Centro-Oeste e Sul, bem como há sinais na parte norte da Bacia Amazônica. O segundo modo tem fortes componentes no Nordeste e Sul do Brasil, assim como no norte da Argentina. No terceiro, a região de mais fortes componentes está mais concentrada no Centro-Leste do Brasil e algumas outras áreas esparsas.

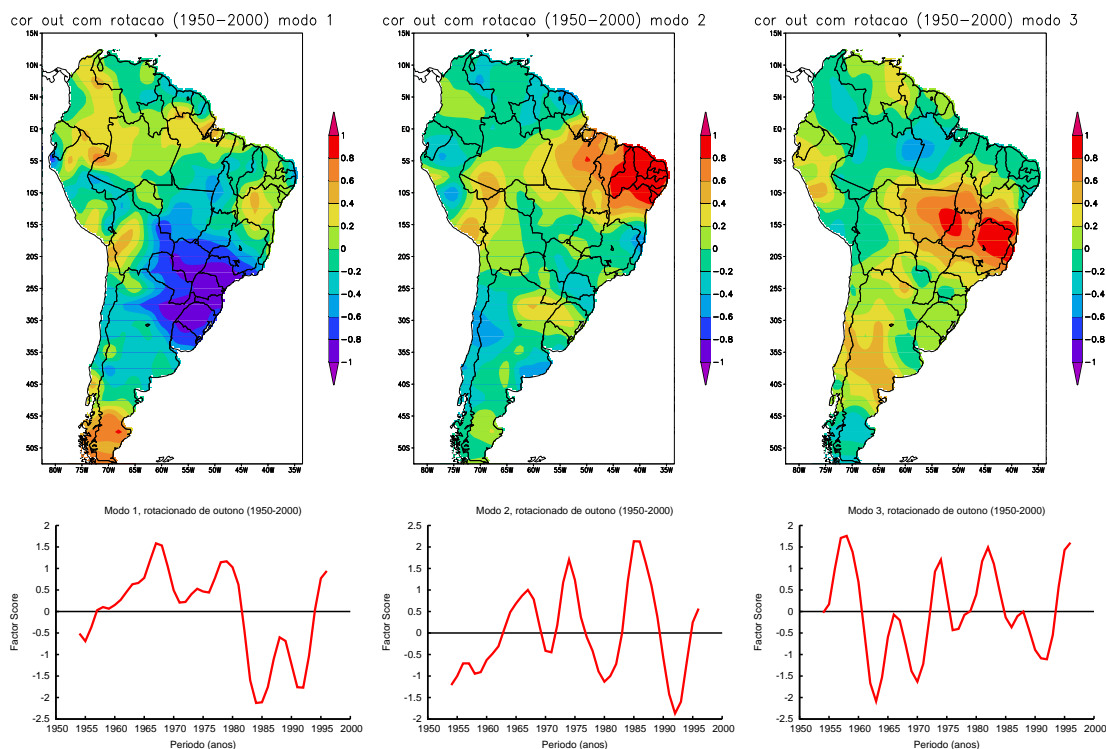


Figura 4.2: Três primeiros modos de precipitação de outono, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 19,76%, 16,55% e 13,96%

Os modos rotacionados de outono, mostrados na Figura 4.2, confirmam os padrões espaciais apresentados na Figura 4.1, mas a variabilidade está mais focalizada em certas regiões. O primeiro modo está agora focalizado no Sudeste, Sul e parte do Centro-Oeste do Brasil, o segundo no Nordeste e o terceiro no Centro-Leste. Os dois primeiros modos tem muita importância, pois revelam forte sinal de variabilidade inter-decadal em regiões onde o outono é estação chuvosa (caso do Sudeste da América do Sul e Nordeste do Brasil) e onde há grande aproveitamento do potencial hidrelétrico (Sudeste da América do Sul). O primeiro modo indica um aumento de precipitação no Sudeste da América do Sul no início da década de 1980, perdurando até meados da década de 1990. O segundo modo, mostra oscilação notável no Nordeste do Brasil.

O terceiro modo mostra um sinal muito mais claro do que o indicado no correspondente modo não-rotacionado, mas tem menor importância prática que os dois primeiros, tendo em vista que o outono é parte da estação seca nas regiões mais afetadas por este modo. Contudo, as fases extremas positivas e negativas deste modo podem indicar períodos de estação chuvosa mais longas ou mais curtas nestas regiões.

Alguns componentes que aparecem nos modos não-rotacionados da Figura 4.1 e que não aparecem nos modos rotacionados da Figura 4.2 são representados em modos rotacionados de ordem superior, não mostrados aqui.

A Tabela 4.1 mostra a correlação entre modos com e sem rotação, bem como os níveis de significância de tais valores, confirmando a relação entre os mesmos.

Tabela 4.1: Correlações entre modos de outono, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância

Correlações	Modo 1	Modo 2	Modo 3
Modo 1	0,65 (0,00)		
Modo 2		0,74 (0,00)	
Modo 3			0,74 (0,00)

Os três primeiros modos de inverno, sem rotação, são mostrados na Figura 4.3.

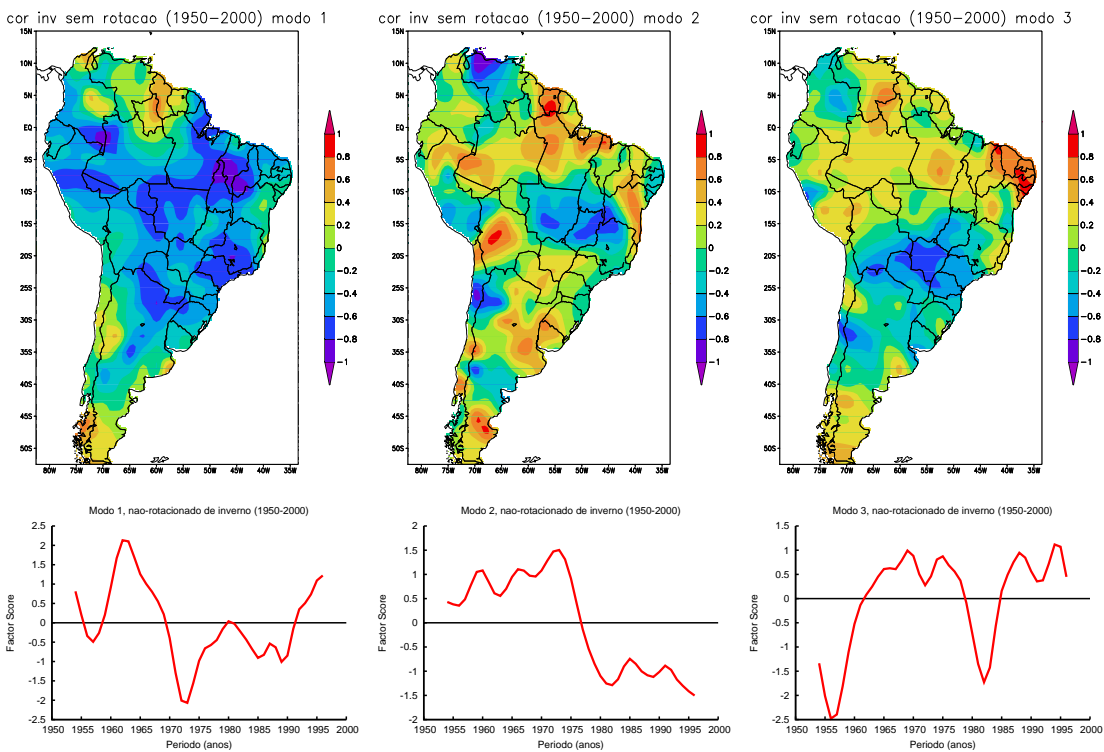


Figura 4.3: Três primeiros modos de precipitação de inverno, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 24,53%, 17,34% e 14,53%

O primeiro e o segundo modo não apresentam contribuições concentradas ape-

nas em uma região, sendo possível observar sinais mais fortes em várias regiões do continente. Grande parte destes sinais não tem importância prática, pois estão em locais em que chove muito pouco no inverno. Contudo, em algumas regiões, como o Sul do Brasil e norte da Amazônia, tais sinais são importantes.

O segundo modo captura uma fortíssima inversão de sinal na década de 1970.

O terceiro modo mostra sinais opostos entre o Nordeste e o Centro-Oeste do Brasil. A série do componente principal acusa dois "vales" consideráveis em meados das décadas de 1960 e 1980.

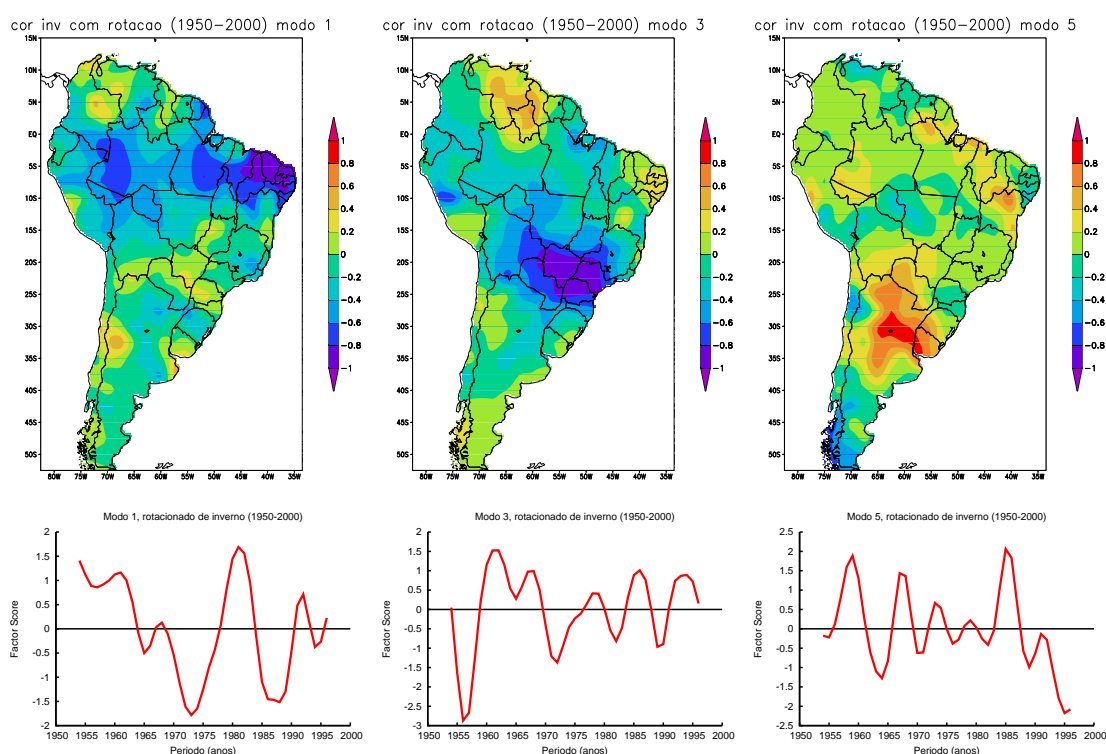


Figura 4.4: Modos de precipitação de inverno (1, 3 e 5), com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 16,37%, 15,00% e 14,18%

Os modos rotacionados, da Figura 4.4 foram apresentados aqui em virtude da localização dos seus sinais, em algumas regiões com inverno chuvoso. Os modos rotacionados 1 e 3 separam alguns aspectos mostrados no modo 3 sem rotação, para o Nordeste e Centro-Oeste.

O primeiro modo mostra sinais fortes no Nordeste do Brasil e partes da Amazônia. O terceiro, apresenta uma anomalia muito forte em meados da década de 1950 e contribuição considerável de pontos de grade localizados entre os estados do Paraná,

São Paulo e Mato Grosso do Sul, região importante para a economia do Brasil. O quinto modo, por sua vez, revela sinal de variabilidade interdecadal na Argentina e parte do Uruguai, em regiões da Bacia do Prata.

Outros modos, não apresentados aqui, mostram sinais no sul do Brasil (modo 6) e também uma inversão nas séries temporais de algumas regiões do continente (partes da Argentina e Chile, Mato Grosso e norte do Peru) na década de 1970.

Resultados para precipitação de primavera, são mostrados na Figura 4.5.

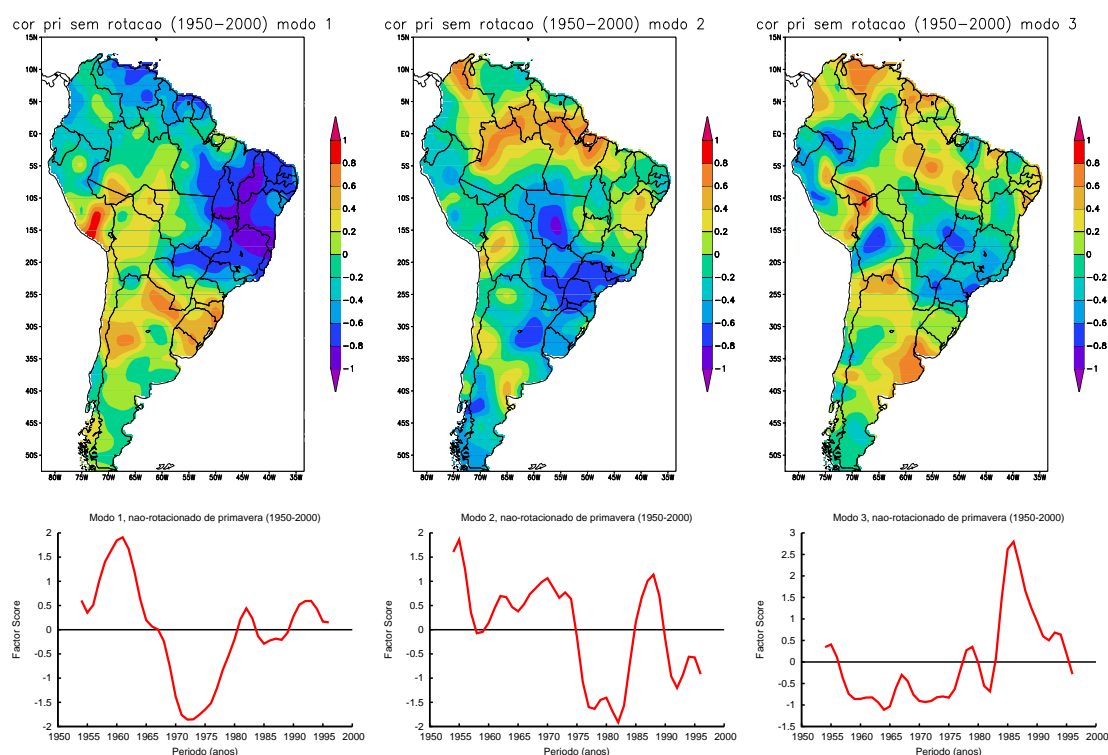


Figura 4.5: Três primeiros modos de precipitação de primavera, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 24,95%, 17,50% e 14,59%

Um dipolo entre o Sul do Brasil e uma região formada por partes do Sudeste e Nordeste é mostrado pelo primeiro modo sem rotação, assim como uma forte diferença de precipitação entre o início da década de 1960 e meados da década de 1970.

O segundo modo captura sinais no Paraná, São Paulo e Mato Grosso, enquanto o terceiro mostra contribuições em regiões variadas do continente com um pico na série de componentes principais no final da década de 1980.

Modos rotacionados de primavera são mostrados pela Figura 4.6.

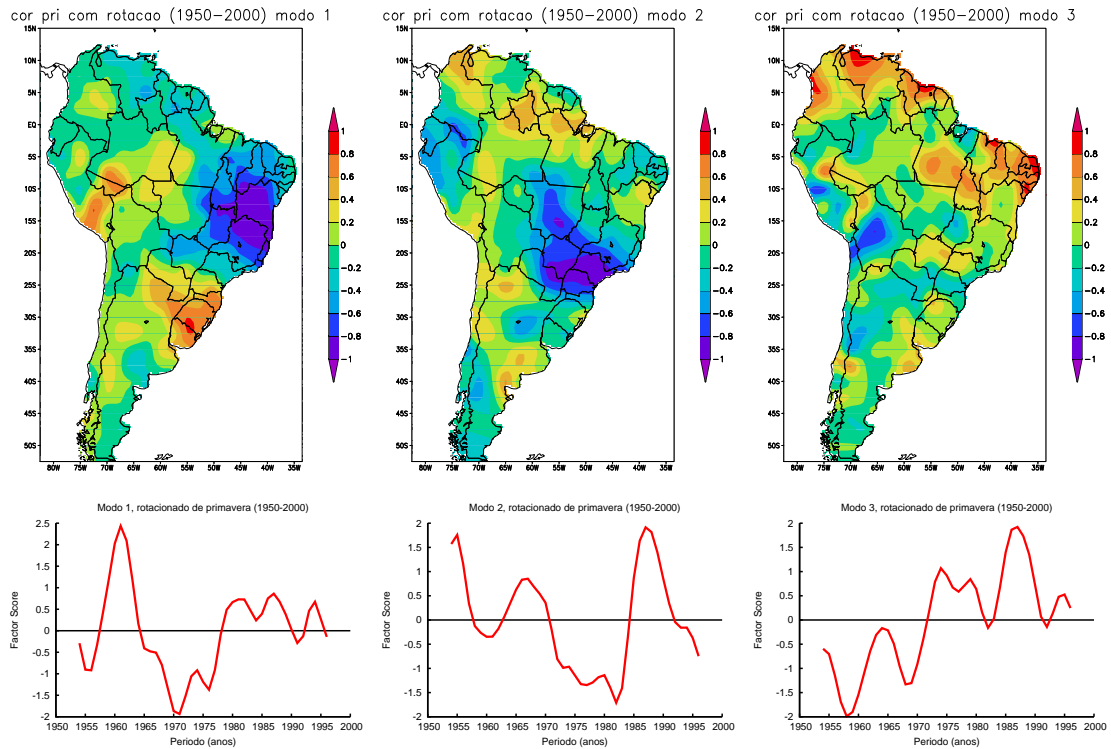


Figura 4.6: Três primeiros modos de precipitação de primavera, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 18,62%, 15,32% e 15,17%

O dipolo comentado anteriormente, aparece com mais clareza no primeiro modo rotacionado e está agora mais focado em regiões nas quais a primavera é parte da estação chuvosa. O segundo modo também ressaltava oscilações do seu correspondente modo sem rotação, em regiões nas quais a primavera é mais chuvosa. O terceiro apresenta uma tendência, que pode indicar uma oscilação de período acima de 50 anos. Ao contrário dos dois primeiros modos, o terceiro não apresenta sinais fortes em regiões onde chove muito na primavera.

Correlações entre modos rotacionados e sem rotação, confirmando as relações acima mencionadas, são apresentadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Correlações entre modos de primavera, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância

Correlações	Modo 1	Modo 2	Modo 3
Modo 1	0,77 (0,00)		
Modo 2		0,75 (0,00)	
Modo 3			0,64 (0,00)

Modos sem rotação para totais de verão são apresentados pela Figura 4.7.

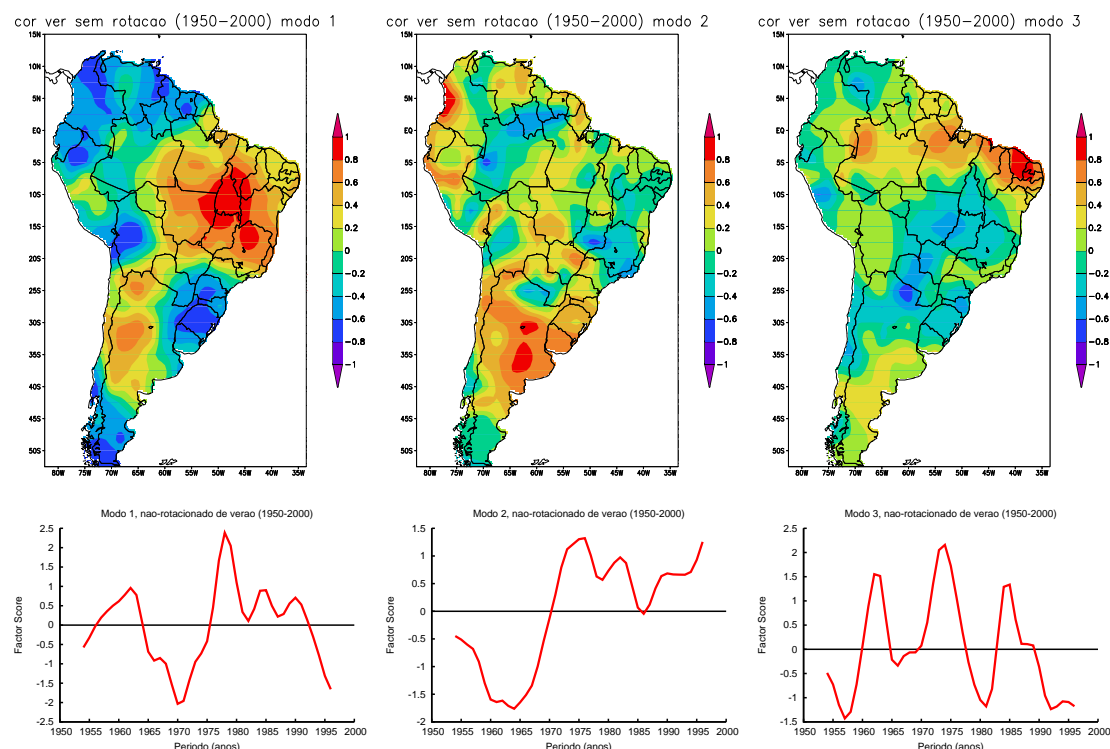


Figura 4.7: Três primeiros modos de precipitação de verão, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 26,95%, 17,09% e 11,83%

O primeiro modo mostra uma relação de dipolo entre o Sul do Brasil e uma região compreendendo partes do Sudeste, Norte, Nordeste e Centro-Oeste do país. Também há sinais em outras partes do continente. Na série do componente principal, uma oscilação semelhante à de primavera, entre as décadas de 1960 e 1970 também está presente, mas indicando anomalias opostas para primavera e verão no Centro-Leste e Sul do Brasil, tendo em vista que os componentes nos mapas das figuras 4.6 e 4.7 (à esquerda) apresentam anomalias com sinais opostos nestas regiões. Esta relação inversa entre primavera e verão é confirmada pela correlação significativa entre os primeiros componentes principais.

O segundo modo possui componentes em grande parte da Argentina, além de forte mudança na série temporal no início da década de 1970.

O terceiro modo mostra sinais nas regiões Nordeste e partes do Norte do Brasil, com oscilações de período semelhante às de outono.

A Figura 4.8 apresenta os três primeiros modos de verão, com rotação.



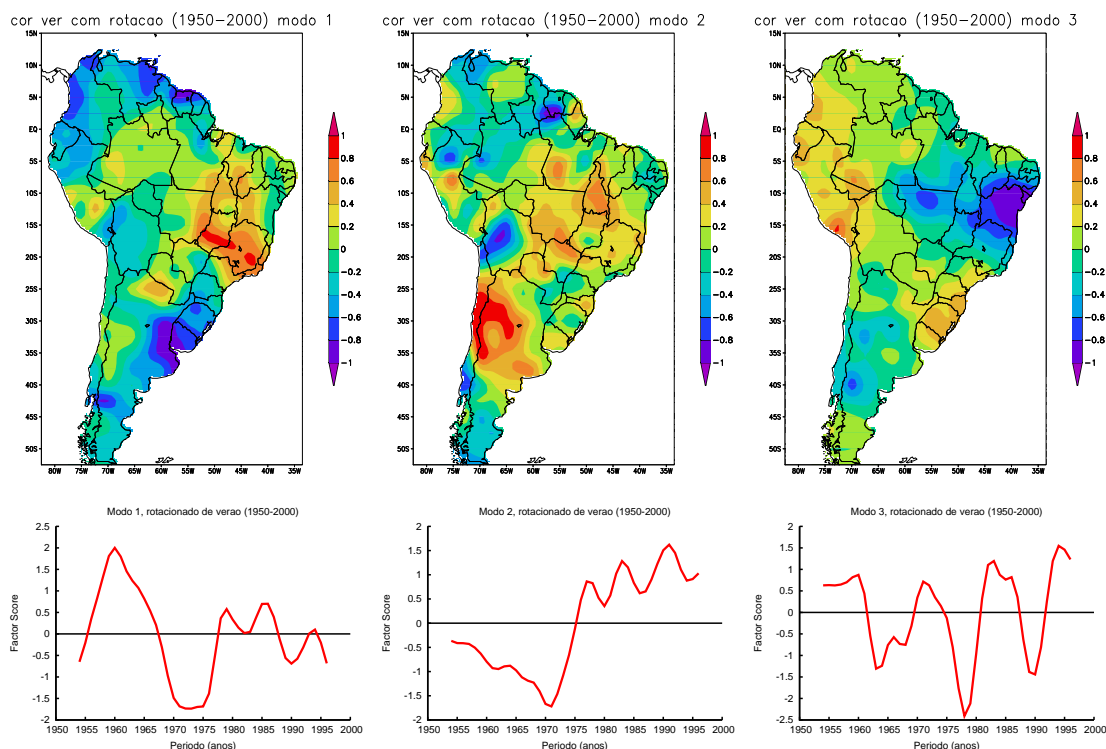


Figura 4.8: Três primeiros modos de precipitação de verão com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 17,89%, 15,55% e 12,94%

O primeiro modo rotacionado apresenta um dipolo semelhante ao encontrado no primeiro modo rotacionado da primavera, com oscilação forte entre as décadas de 1960 e 1970. Os componentes principais correspondentes a estes modos também tem grande semelhança e significativa correlação positiva, confirmando a tendência de reversão do sinal das anomalias entre a primavera e o verão no Centro-Leste e também no Sudeste da América do Sul. Tal tendência já havia sido detectada para variabilidade interanual por Grimm (2003, 2004), Grimm et al. (2007) e Grimm e Zilli (2009).

Grande parte da Argentina apresenta componentes do segundo modo, assim como a Bolívia. A inversão na década de 1970 também está presente.

A Tabela 4.3 mostra correlações que confirmam as associações entre os primeiros modos não rotacionados e rotacionados.



Tabela 4.3: Correlações entre modos de verão, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância

Correlações	Modo 1	Modo 2
Modo 1	0,52 (0,00)	
Modo 2		0,61 (0,00)

O terceiro modo mostra um dipolo entre o sul do Nordeste e o Sul do Brasil e uma aparente periodicidade em torno de 10 a 15 anos.

Outros modos, não apresentados aqui, mostram sinais fortes nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (modo 4) e também no Sul (modo 5).

Na Figura 4.9 são mostrados os modos de totais anuais de precipitação, sem rotação.

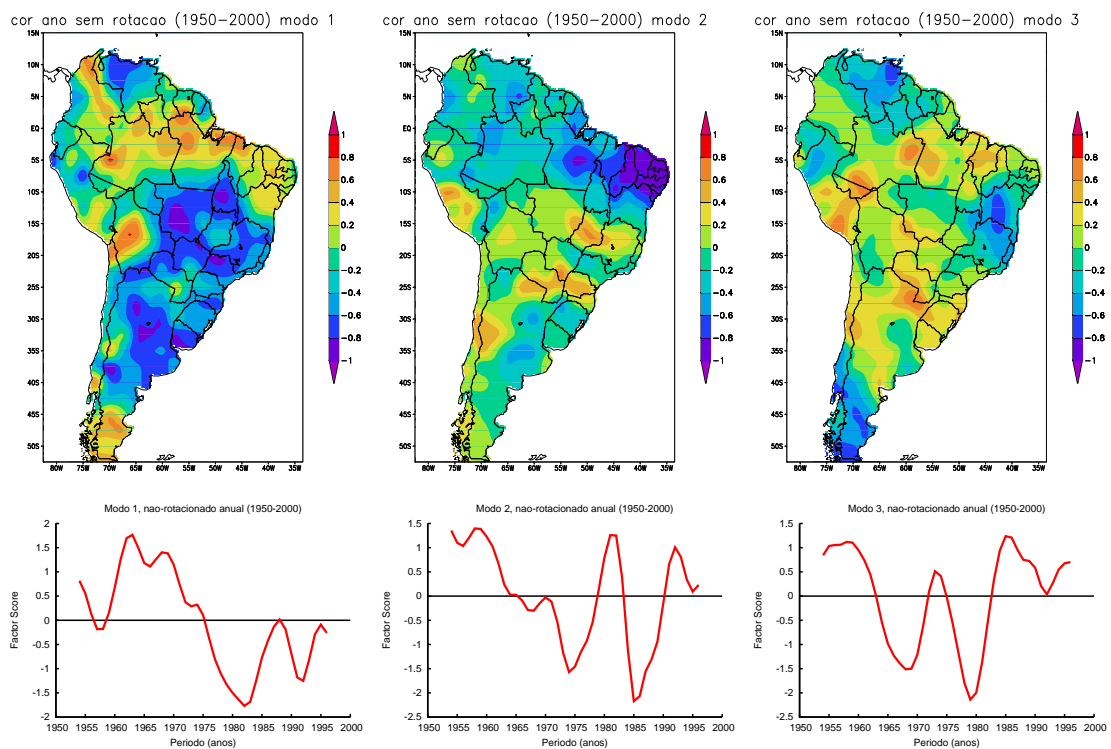


Figura 4.9: Três primeiros modos de precipitação anual, sem rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 28,25%, 16,42% e 10,38%

O primeiro modo apresenta sinais em grande parte do continente, especialmente no norte da Amazônia, na região central da América do Sul, Bolívia, e Argentina.

Uma forte mudança na série temporal de componentes principais na década de 1970, também pode ser notada. Há grande semelhança entre este modo e o primeiro modo sem rotação de outono, indicando a maior contribuição desta estação do ano à variabilidade interdecadal dos totais anuais.

O segundo modo mostra forte sinal no Nordeste do Brasil, parecido com o obtido no segundo modo de outono, novamente enfatizando a contribuição da variabilidade interdecadal nesta estação.

A Tabela 4.5 mostra correlações que confirmam as associações citadas.

Tabela 4.4: Correlações entre modos anuais e de outono. Entre parênteses, o nível de significância

Correlações	Modo 1: outono	Modo 2: outono
Modo 1: anual	0,91 (0,00)	
Modo 2: anual		-0,64 (0,00)

O terceiro modo mostra componentes na Bahia, bem como em outras partes da América do Sul, com oscilação aparente de 10 a 15 anos.

Modos rotacionados são apresentados pela Figura 4.10.

Tabela 4.5: Correlações calculadas entre modos anuais, com e sem rotação. Entre parênteses, o nível de significância

Correlações	Modo 1	Modo 2	Modo 3
Modo 1	0,75 (0,00)		
Modo 2		0,90 (0,00)	
Modo 3			0,82 (0,00)

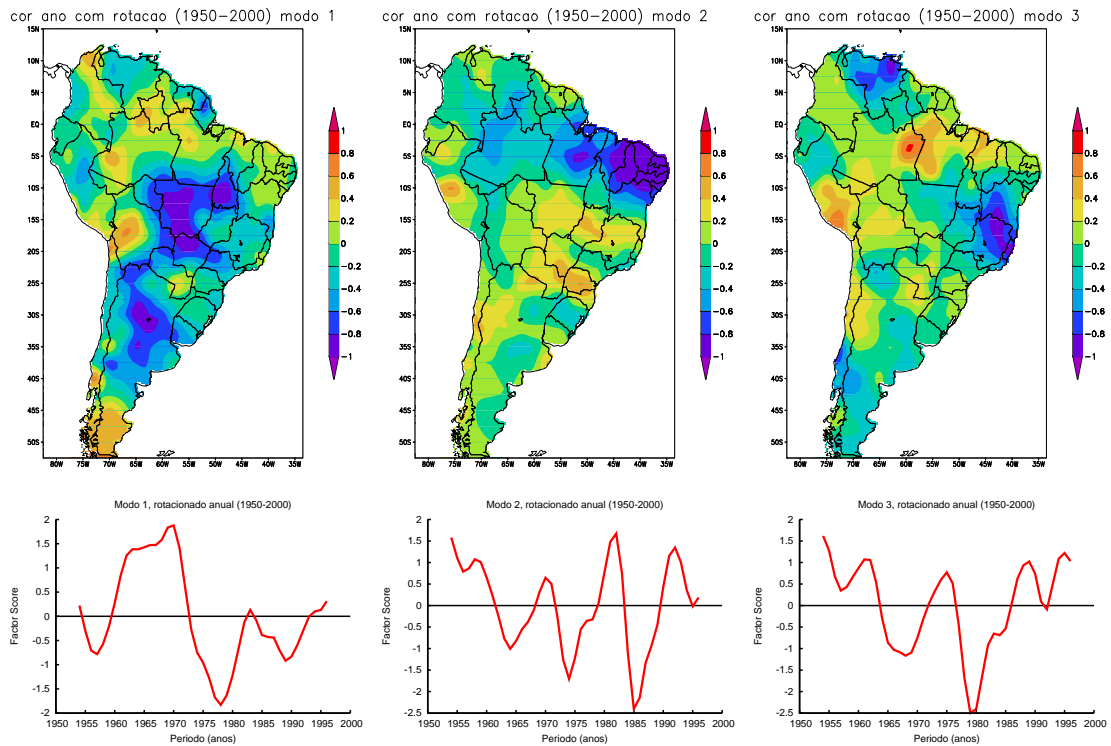


Figura 4.10: Três primeiros modos de precipitação anual, com rotação, referentes ao período 1950-2000. Variâncias explicadas de 19,38%, 15,60% e 11,50%

Os modos rotacionados são muito semelhantes aos obtidos sem a rotação, porém, com regiões de contribuição mais evidentes, especialmente o modo 3, com o sinal bastante destacado entre Minas Gerais e Bahia.

Comparando os resultados dos três períodos de estudo (1950-2000), vemos que a maioria dos modos se mantém. Em alguns casos um padrão que é o primeiro modo em um conjunto de dados é o segundo em outro, além de apresentar mais regiões que contribuem para o modo. Entretanto, os *factor loadings* e *factor scores* se mantêm os mesmos em sua essência.

A Figura 4.11 mostra um exemplo de modo em que há um padrão bastante robusto.

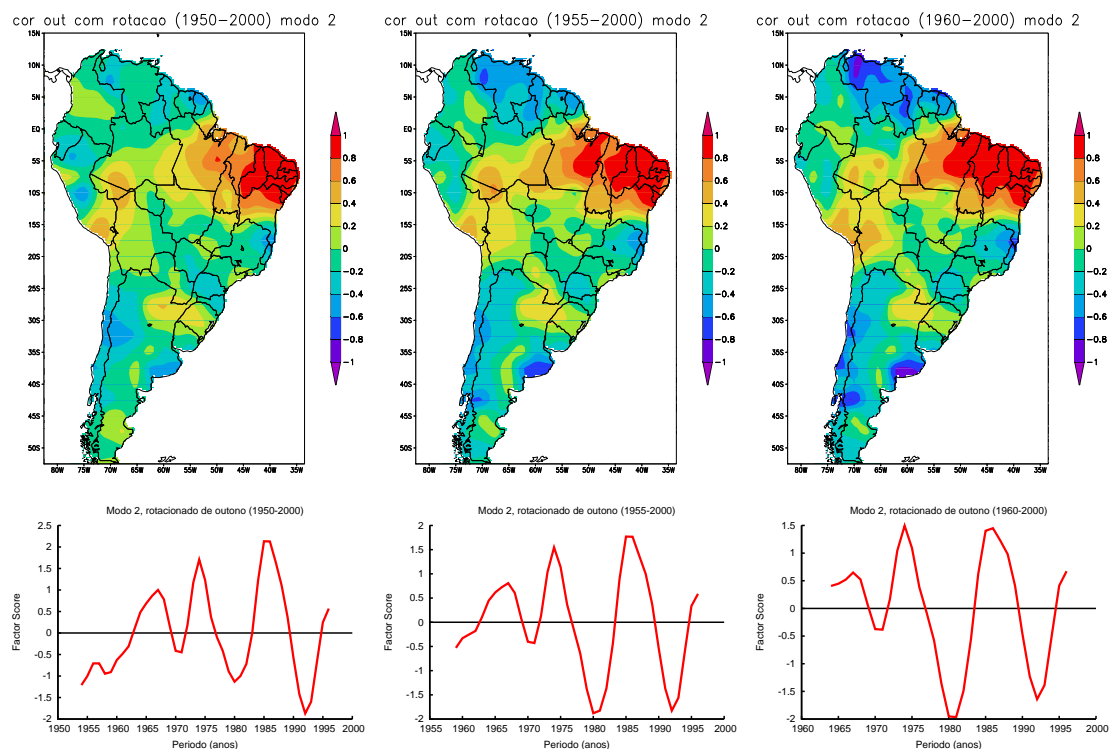


Figura 4.11: Comparação do segundo modo rotacionado de outono, nos três períodos de estudo. Variâncias explicadas de 16,55%, 19,94% e 22,24%

O segundo modo de outono, com componentes no Nordeste do Brasil aparece nos três períodos de estudo, tendo contribuições mais fortes de regiões da Argentina, Venezuela e Guianas nos períodos mais recentes.

A comparação dos modos de inverno, mostra um resultado interessante no sexto modo sem rotação, mostrado na Figura 4.12.

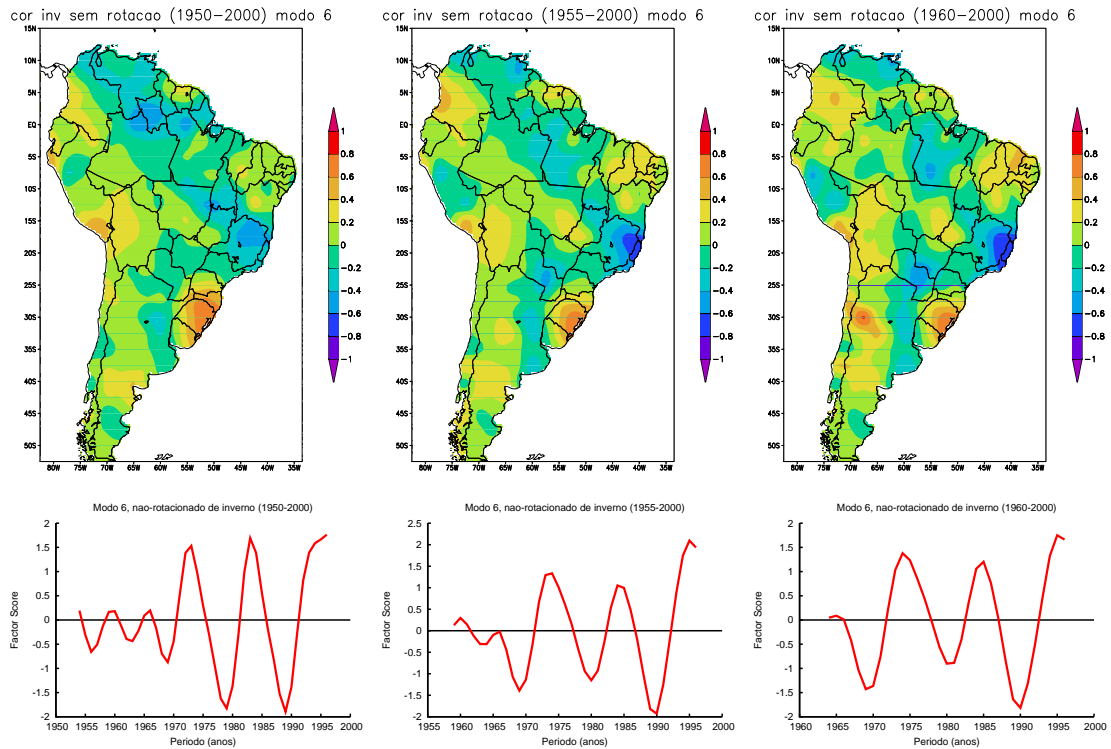


Figura 4.12: Comparação do sexto modo de inverno, sem rotação, nos três períodos de estudo. Variâncias explicadas de 5,58%, 5,83% e 6,76%

Apesar de não apresentar uma variância explicada muito significativa quando olhamos para todo o continente, o modo revela uma mudança interessante no comportamento da oscilação do modo. As oscilações mantiveram a periodicidade nas décadas mais recentes, entretanto houve uma amplificação das mesmas, bem como o dipolo entre Rio Grande do Sul e a região compreendendo parte de Minas Gerais e Espírito Santo ficou mais evidente. Isso pode indicar uma modulação interdecadal ocorrendo na região.

A Figura 4.13 mostra o dipolo de verão do período 1955-2000, comparando com modos semelhantes dos períodos 1955-2000 e 1960-2000.

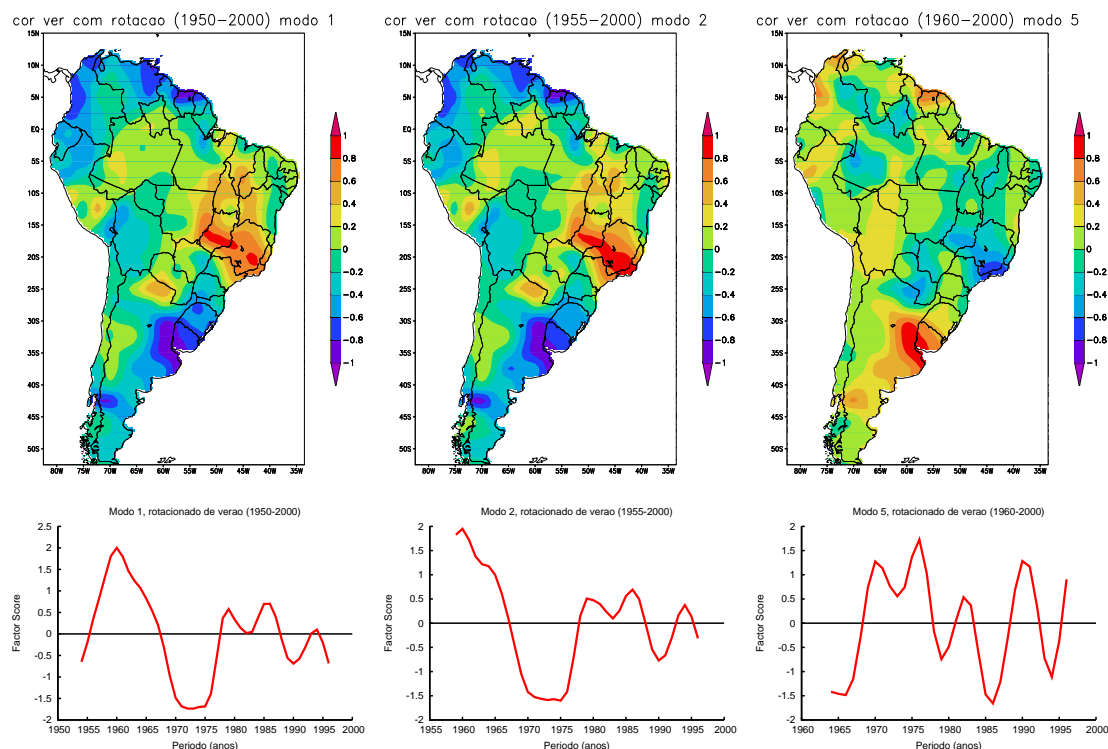


Figura 4.13: Comparação do primeiro modo rotacionado de verão de 1950-2000, com modos semelhantes, dos demais períodos de estudo. Variâncias explicadas de 17,89%, 17,37% e 10,18%

O primeiro modo rotacionado de verão de 1950-2000, corresponde ao segundo de 1955-2000 e ao quinto de 1960-2000.

#### 4.1.2 Comparação com ACP aplicada a dados do CRU

A ACP foi aplicada também aos dados do CRU, com o objetivo de verificar a robustez dos modos de variabilidade interdecadal apresentados na seção anterior.

A vantagem deste conjunto de dados é possuir séries temporais mais longas. Entretanto, há poucas séries em regiões importantes como o Sudeste do Brasil, conforme mostrado anteriormente na Figura 3.8.

Assim, embora seja possível construir séries temporais com cerca de 100 termos, a abrangência espacial fica comprometida em períodos maiores, produzindo modos com características mais regionais. Ainda sim, é possível verificar a robustez de diversos modos.

Na Figura 4.14 é apresentado o primeiro modo rotacionado de outono para os vários períodos dos dados CRU, cuja distribuição espacial é mostrada na Figura 3.8.

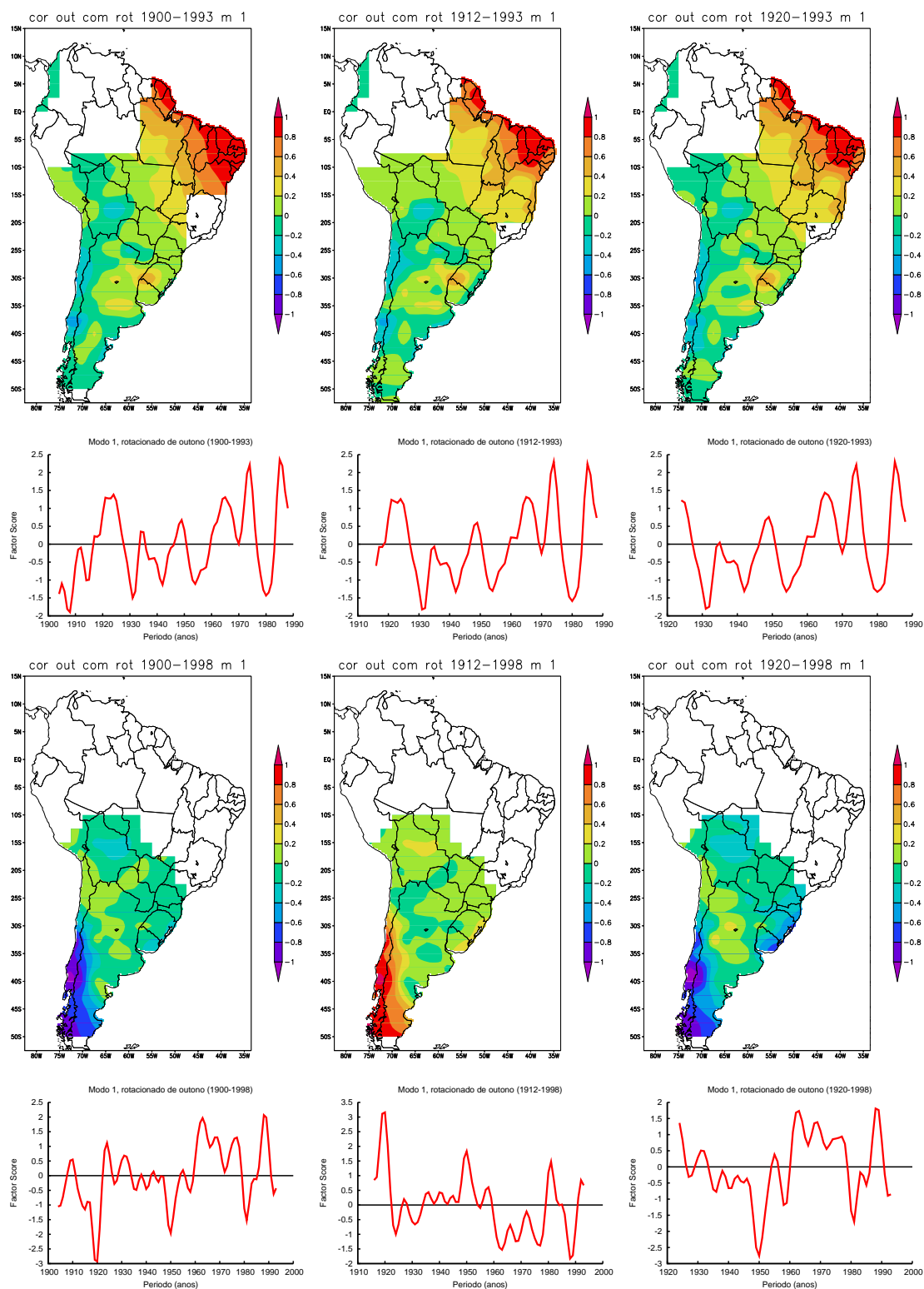


Figura 4.14: Primeiro modo rotacionado de outono para CRU. Variâncias explicadas (da esquerda para a direita, de cima para baixo): 15,42%, 17,96%, 18,78%, 16,41%, 17,68% e 19,37%

Vemos que os padrões espaciais e temporais do resultado dos períodos 1900-



1993, 1912-1993 e 1920-1993 são muito semelhantes ao segundo modo rotacionado de outono apresentado na seção anterior (Figura 4.2). Por outro lado, os primeiros modos dos períodos 1900-1998, 1912-1998 e 1920-1998 apresentam fortes componentes no sul da América do Sul, coerentes com um dos aspectos do primeiro modo de outono com rotação, de 1950-2000 (Figura 4.2).

A Figura 4.15 compara os primeiros modos de variabilidade dos totais de inverno e totais anuais de precipitação para os conjuntos LAB50 e CRU0093. Há semelhança entre os modos obtidos com ambos conjuntos de dados, sendo que a diferença no Sudeste e Centro-Leste do Brasil se deve à falta de dados nesta região no conjunto CRU.

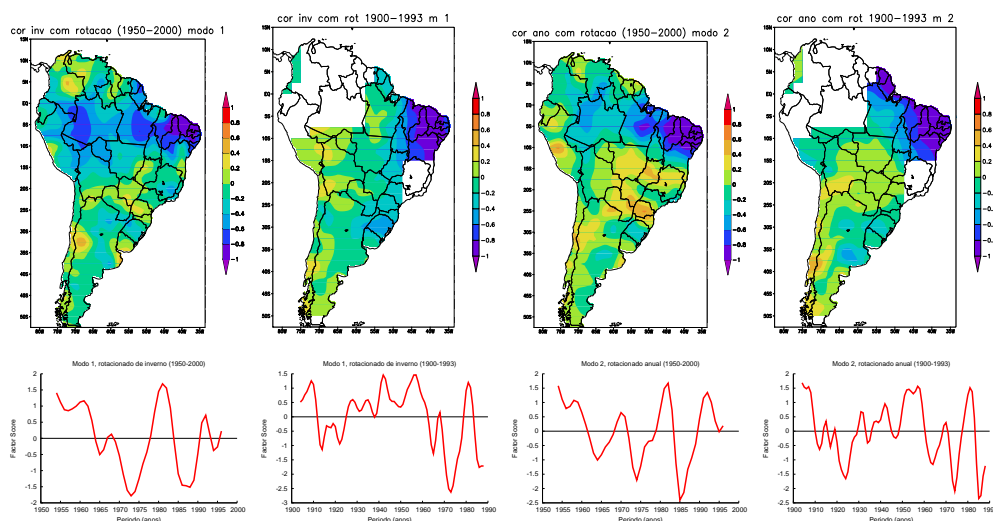


Figura 4.15: Semelhanças entre modos de inverno e anual de diferentes conjuntos. Da esquerda para a direita: inverno para LAB50, inverno CRU0093, anual LAB50 e anual CRU0093. Variâncias explicadas: 16,37%, 12,89%, 15,60% e 16,48%

Para a precipitação acumulada de primavera, temos outro exemplo, mostrado na Figura 4.16.

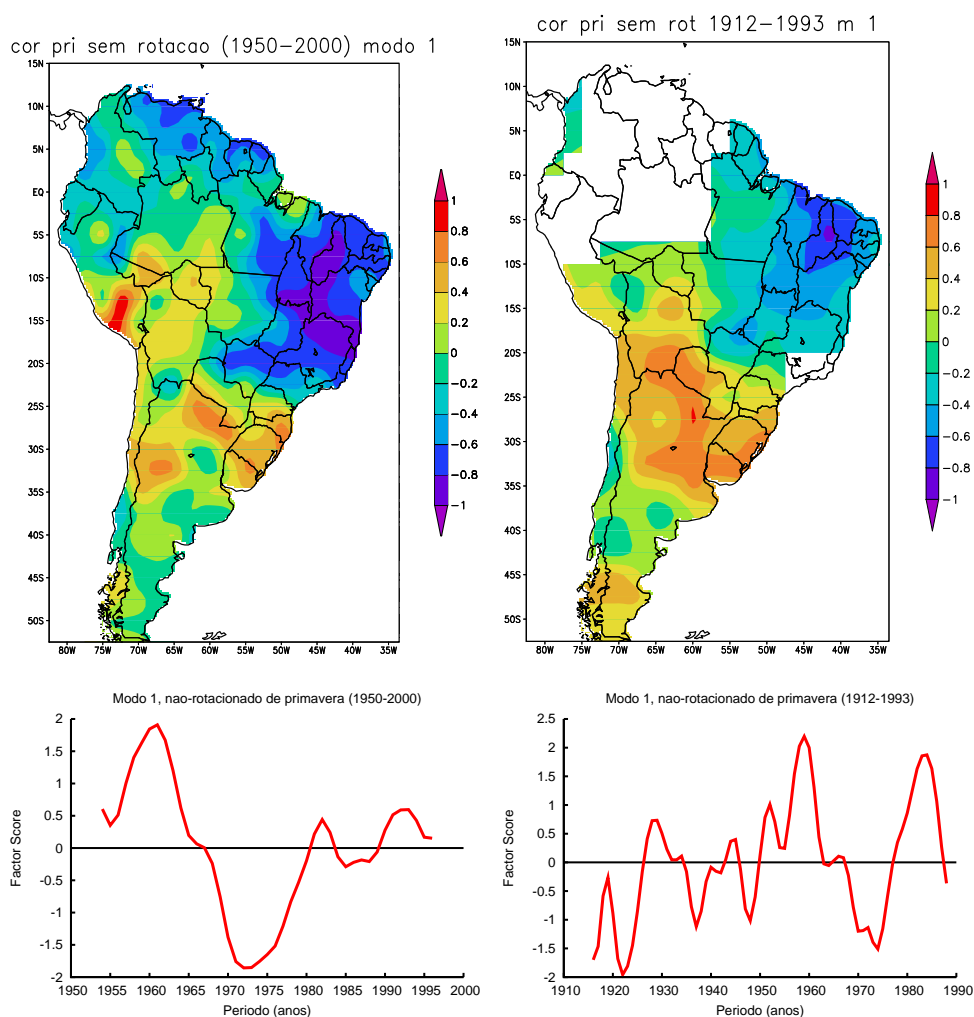


Figura 4.16: Semelhanças entre modos de primavera de diferentes conjuntos (LAB50 e CRU1293). Variâncias explicadas: 24,95% e 22,22%

Tanto para o conjunto do Laboratório de Meteorologia da UFPR como para os dados do CRU, foram obtidos modos que mostram a presença de variabilidade inter-decadal em diversas áreas do continente. Alguns deles, como o padrão encontrado no Nordeste do Brasil, são bastante persistentes, revelando a grande importância da variabilidade interdecadal na precipitação em certas regiões.

#### 4.1.3 Análise Espectral

Para identificação dos ciclos significativamente presentes nas séries dos conjuntos disponíveis, foi utilizada a Análise Espectral.

A Figura 4.17 mostra os resultados obtidos para as estações do ano, nas séries do LAB50.

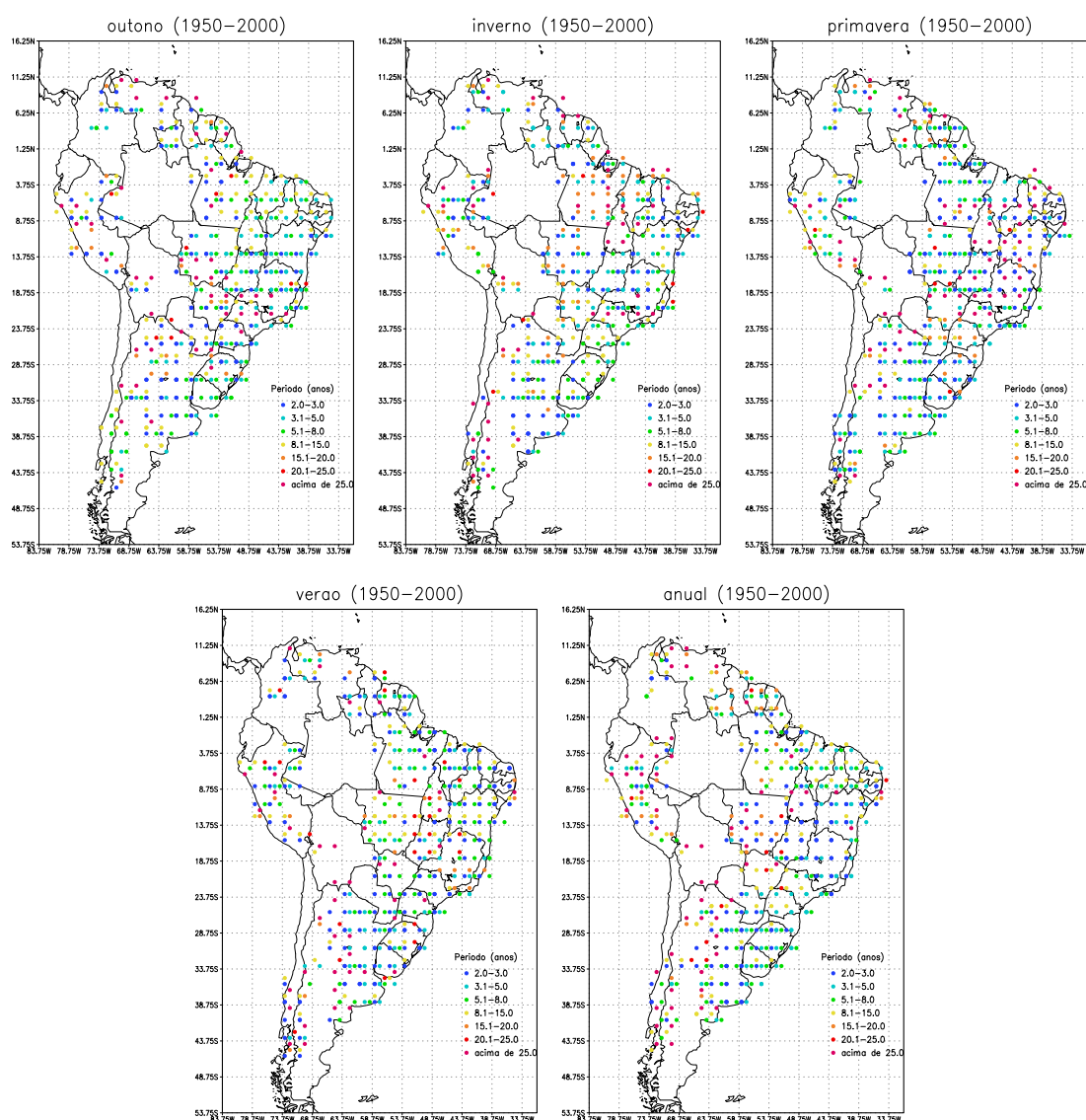


Figura 4.17: Análise Espectral para totais sazonais e anuais, conjunto LAB50

Vários dos ciclos obtidos com o conjunto LAB50 concordam com as oscilações observadas nos modos de variabilidade interdecadal.

No outono, vemos ciclos da ordem de 8 a 15 anos no Nordeste que estão de acordo com as séries temporais da Figura 4.11. Além disso, nos modos de inverno (modo 1 rotacionado, mostrado na Figura 4.4) e de totais anuais (modo 2 rotacionado, mostrado na Figura 4.10), vemos semelhanças com o modo 2 de outono rotacionado. Tanto séries de inverno como anuais, mostram também ciclos na faixa de 8 a 15 anos.

Ainda para outono, vemos ciclos acima de 25 anos no Sudeste, Bolívia e Sul da Argentina, concordando com o primeiro modo não rotacionado de outono do LAB50.

Em acumulados de inverno, observa-se tanto em Minas Gerais e Espírito Santo como no Rio Grande do Sul, ciclos de 8 a 15 anos, o que está de acordo com o dipolo entre formado por essas duas regiões, mostrado anteriormente no modo 6 sem rotação, de inverno (Figura 4.12).

Ciclos da ordem de eventos El Niño e La Niña (3 a 5 anos) estão muito presentes na região Sul do Brasil, na primavera. Esta região é bastante afetada por este fenômeno nesta estação do ano (GRIMM, 2003, 2004).

No verão, pode-se também observar concordâncias com modos de ACP: ciclos acima de 25 anos no leste da Argentina e Bolívia (segundo modo de verão, sem rotação); acima de 25 anos na região Sul do Brasil, Minas Gerais, Goiás e Tocantins (primeiro modo de verão, sem rotação). No Sul da Bacia do Paraná/Prata, os ciclos são mais curtos, prevalecendo variabilidade interanual, na faixa de 3 a 5 e de 5 a 8 anos.

No presente trabalho foram encontrados ciclos significativos na escala interanual em ambas as regiões do dipolo Centro-Leste e Sudeste da América do Sul, tanto na primavera como no verão. Na escala interdecadal, contudo, ciclos em torno ou acima de 25 anos na primavera são encontrados no Centro-Leste mas em menor quantidade no Sudeste, enquanto no verão são encontradas em ambas as regiões. Este aspecto é consistente com a hipótese de Grimm et al. (2007) a respeito do papel importante das anomalias de precipitação do Centro-Leste na primavera para produzir anomalias no verão, assim como é consistente com a hipótese de Grimm e Zilli (2009) a respeito da possível modulação interdecadal da relação entre primavera e verão, já mencionada anteriormente, pela variabilidade interdecadal das anomalias de primavera.

A Análise Espectral aplicada ao conjunto CRU1293 mostrou coincidências com os resultados obtidos para LAB50, como observado na Figura 4.18.

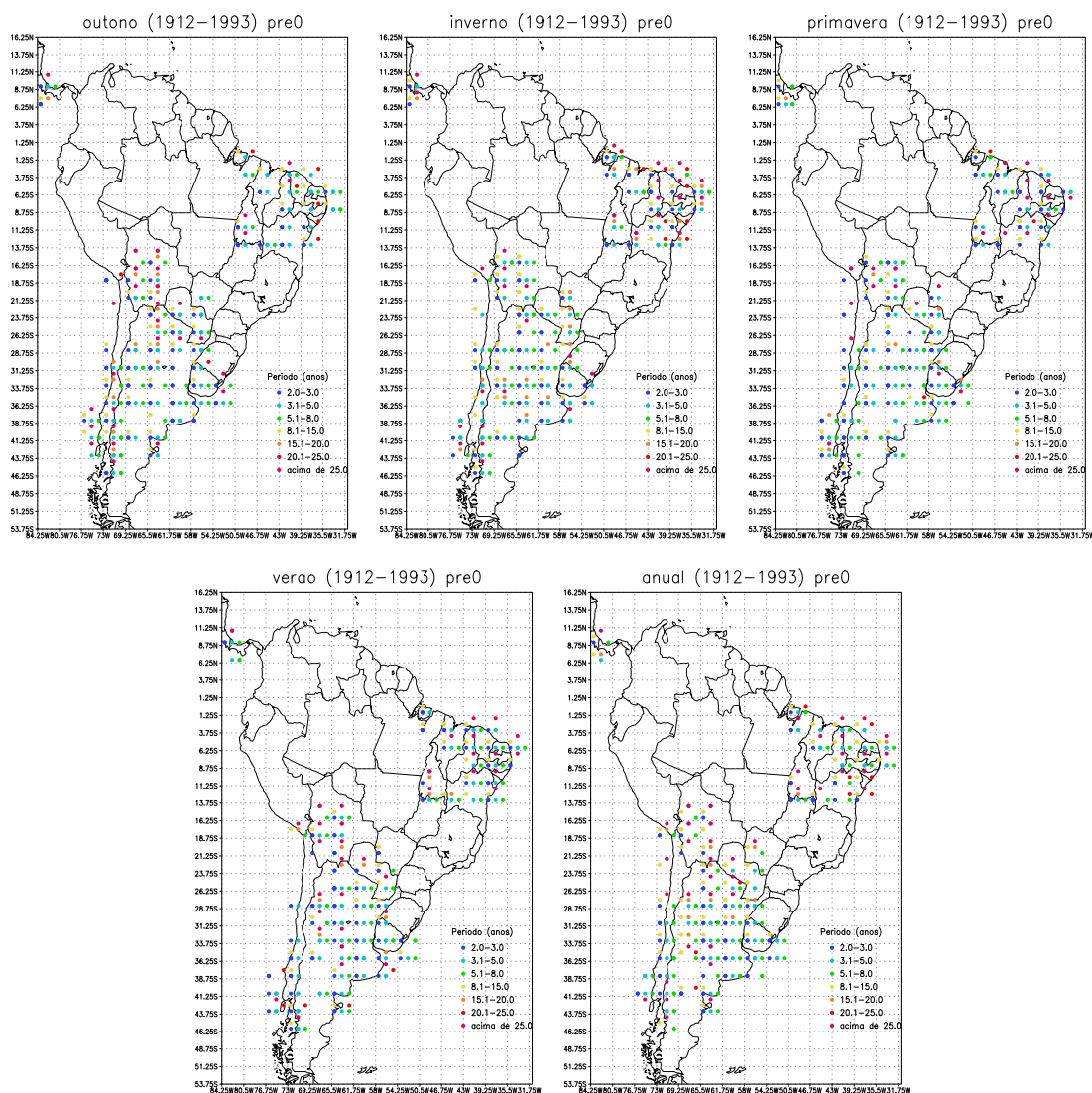


Figura 4.18: Análise Espectral para totais sazonais e anuais, conjunto CRU1293

Pelo fato da abrangência espacial de CRU1293 ser menor, não foi possível comparar todos os resultados de LAB50, mas a existência de séries mais longas em algumas regiões, confirmou alguns dos ciclos mostrados inicialmente.

Na região Nordeste do Brasil, foram confirmados ciclos na faixa de 8 a 15 anos no outono. Para todas as estações no ano, foram revelados ciclos acima de 25 anos na mesma região.

No Sudeste do Brasil, não há pontos de grade, mas periodicidades acima de 25 anos também apareceram nesta última análise no Centro-Noroeste da Argentina, reafirmando o observado no segundo modo de verão, com rotação.

Ciclos mais curtos no sul da Bacia do Prata, também concordam com os resultados obtidos com LAB50.

No geral, os resultados concordam com as séries obtidas pela ACP. A existência de ciclos na faixa de 3 a 5 anos em regiões conhecidas por serem afetadas pelo fenômeno ENOS, confirma o bom desempenho do método, anteriormente aprovado com testes apresentados na seção de dados e metodologia.

#### 4.2 Relações de modos de variabilidade interdecadal com campos atmosféricos, TSM e índices climáticos.

Nesta seção, serão apresentadas relações de alguns modos importantes obtidos usando ACP para LAB50 com TSM e variáveis atmosféricas. Foram escolhidos os modos rotacionados de outono (modo 2, com fortes componentes no Nordeste do Brasil) e primavera (modo 1, dipolo entre Sudeste da América do Sul e região formada por partes das regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste, aqui denominada Centro-Leste), mostrados na Figura 4.19.

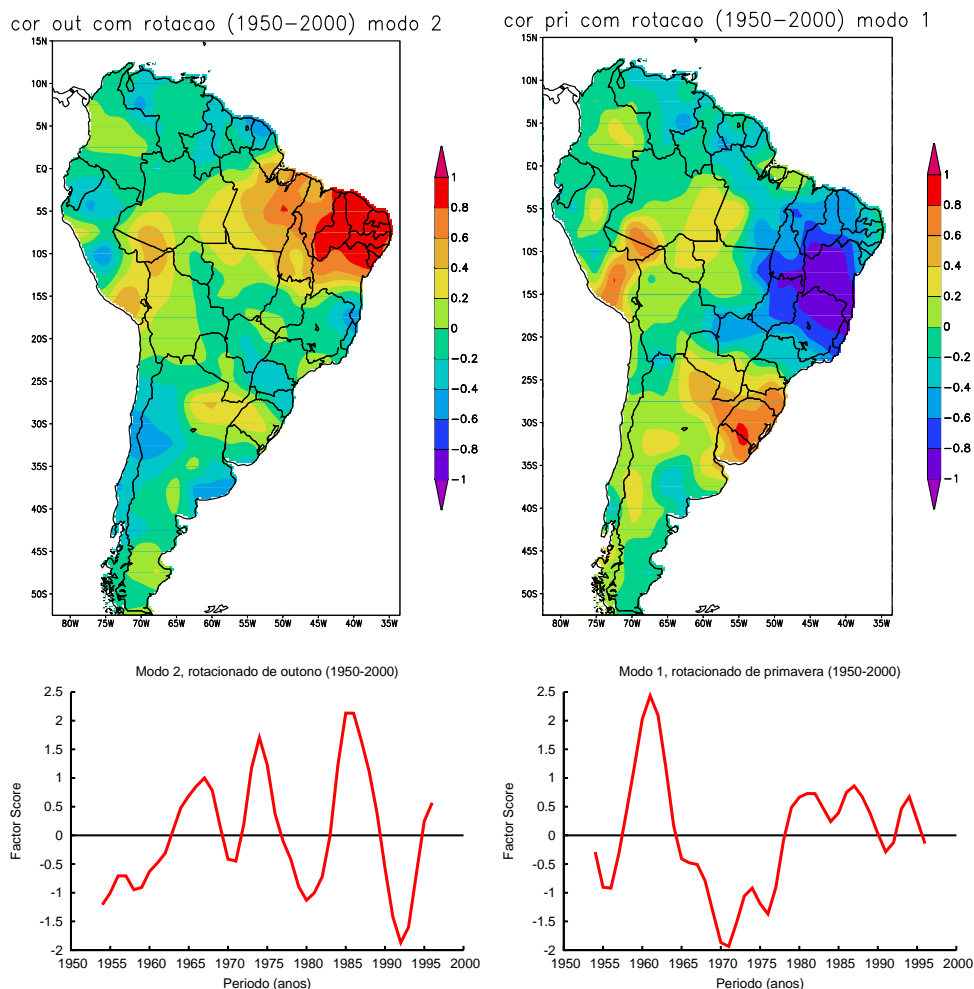


Figura 4.19: Segundo modo rotacionado de outono e primeiro modo rotacionado de primavera, do conjunto LAB50

Inicialmente serão mostradas as correlações daquelas componentes principais com TSM, modos de TSM e também índices climáticos. Depois, serão apresentadas composições de anomalias de TSM e variáveis atmosféricas.

#### 4.2.1 Relações com TSM e Índices Climáticos

Inicialmente foram produzidos modos de TSM para os períodos de estudo 1950-2000 e 1955-2000 e 1960-2000. Posteriormente, optou-se por produzir também modos para o período 1900-2000, que poderiam confirmar, para um período mais longo, os padrões obtidos inicialmente.

A Figura 4.20 mostra uma comparação entre modos do período 1950-2000 e 1900-2000 para outono.

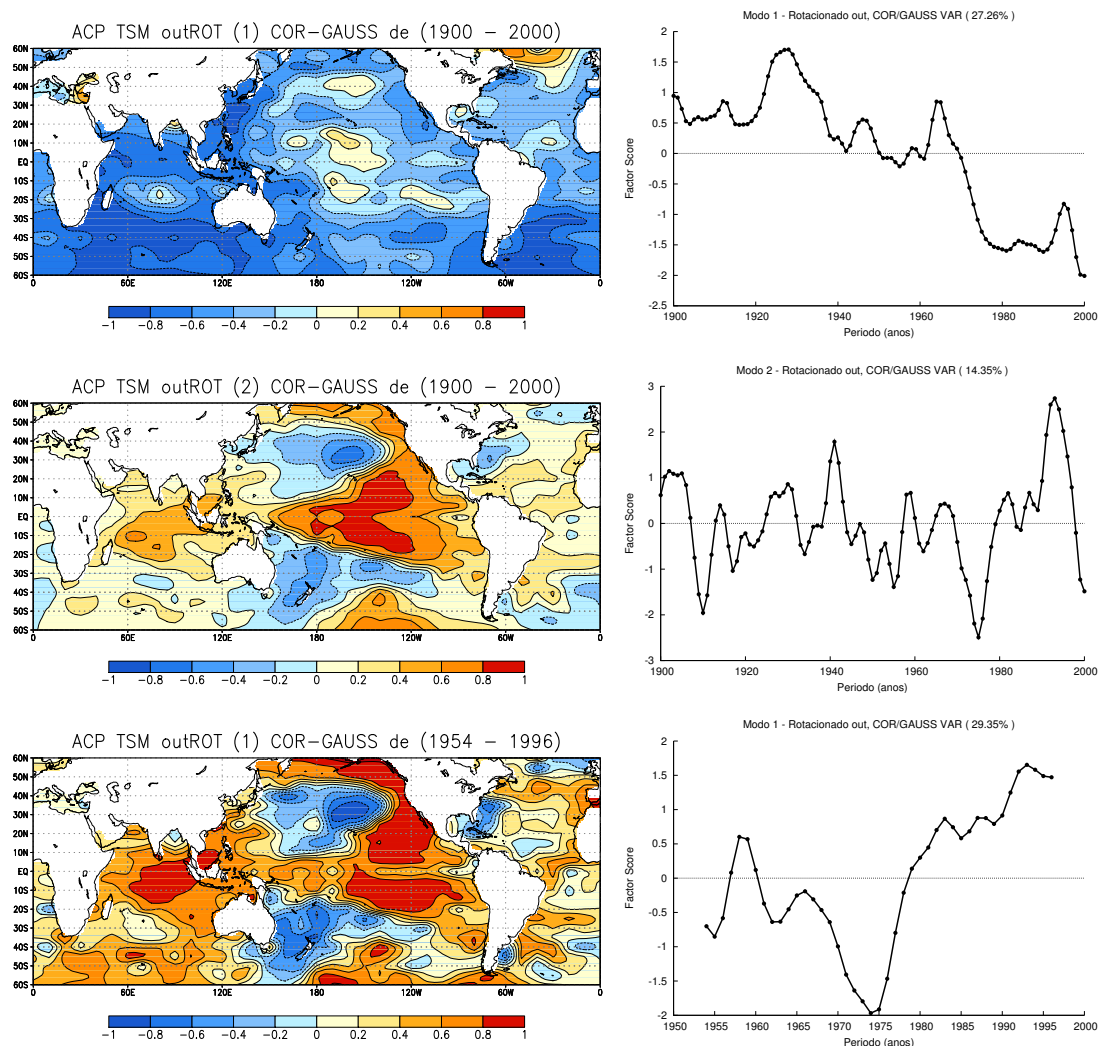


Figura 4.20: Modos rotacionados de outono, para 1900-2000 (painéis superior e médio) e 1950-2000 (painel inferior). 1954-1996, do painel inferior, refere-se ao período das séries após a aplicação do filtro gaussiano

Para todas as análises, o primeiro modo do período 1900-2000, mostra uma forte tendência (painel superior da Figura 4.20). No painel inferior da Figura 4.20, vemos que há uma tendência associada ao primeiro modo para 1950-2000, com componentes nos diferentes oceanos, mais fortes no Oceano Pacífico. A ACP aplicada a um conjunto mais longo produziu um resultado mais interessante, pois separou a tendência (detectada em grande parte dos oceanos do planeta e mostrada no painel superior) das oscilações no Oceano Pacífico (mostradas no painel central).



Na Figura 4.21 vemos os modos de TSM que possuem maior correlação com o componente principal de precipitação rotacionado de outono (dois painéis superiores), bem como a correlação entre este componente principal e TSM (painel inferior).

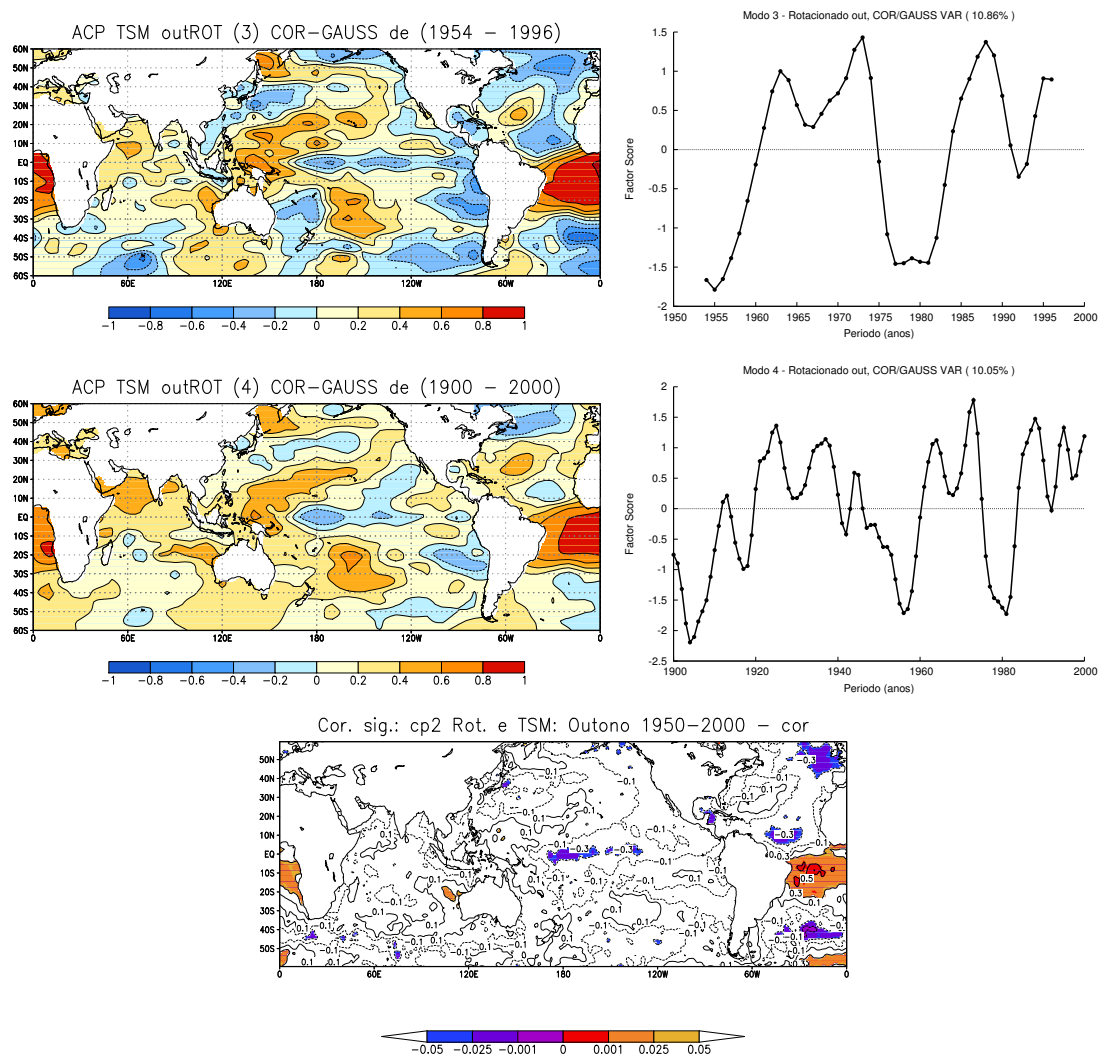


Figura 4.21: Modos de TSM de outono com maiores correlações com o segundo modo rotacionado de outono do LAB50: modo 3, 1950-2000, correlação de 0,60 (painel superior, com 1954-1996 representando o período após filtro gaussiano) e modo 4, 1900-2000, correlação de 0,58 (painel médio). Na painel inferior, os níveis de significância da correlação do segundo modo rotacionado de outono do LAB50 com TSM

Conforme apresentado pela Figura 4.21, o segundo modo de outono, com fortes componentes no Nordeste do Brasil, está mais relacionado com a TSM do Atlântico. Isto se confirma com a correlação obtida com o índice AMO (ver Tabela 4.6), que é significativa a um nível de 0,03%.

Tabela 4.6: Correlação do segundo modo rotacionado de outono com índices climáticos

Índice	Correlação	Significância
AMO	-0,33	0,03
IPO	-0,19	0,22
NAO	-0,07	0,68
PDO	0,03	0,84
SAMI	-0,04	0,82

A Figura 4.21 mostra que chuva acima da média no Nordeste está associada com anomalias de TSM positivas (negativas) no Atlântico Tropical Sul (Norte). No Atlântico Norte aparece um padrão semelhante à AMO (ENFIELD; MESTAS-NUNEZ, 1999). Estas características aparecem no modo de TSM selecionado, que também apresenta, como a chuva no Nordeste, oscilações com períodos no intervalo de 8 a 15 anos.

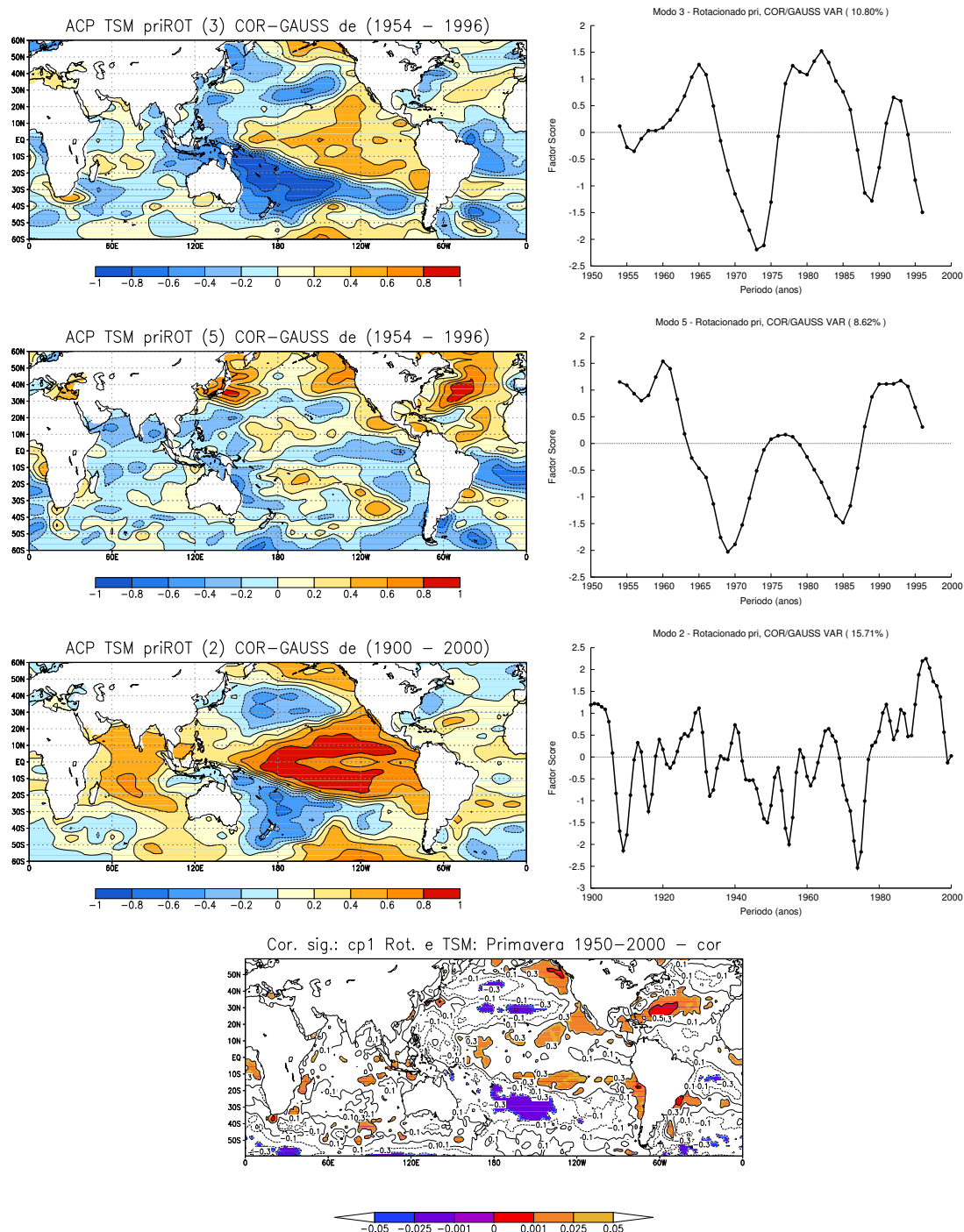


Figura 4.22: Modos de TSM de primavera com maiores correlações com o primeiro modo rotacionado de primavera do LAB50: modo 3, 1950-2000, correlação de 0,44 (primeira linha de painéis), modo 5, 1950-2000, correlação de 0,44 (segunda linha de painéis), e modo 2, 1900-2000, correlação de 0,38 (terceira linha de painéis). O painel inferior mostra os níveis de significância da correlação do primeiro modo rotacionado de primavera do LAB50 com TSM

A Figura 4.22 mostra que o modo de TSM do período 1900-2000 melhor correla-

Tabela 4.7: Correlação do primeiro modo rotacionado de primavera com índices climáticos

Índice	Correlação	Significância
AMO	0,40	0,01
IPO	0,15	0,35
NAO	0,05	0,75
PDO	0,09	0,57
SAMI	-0,08	0,61

cionado com o primeiro modo de chuva de primavera (terceira linha de painéis) tem fortes componentes em regiões do Pacífico e Atlântico que concordam com o obtido pela correlação deste modo de precipitação com TSM (quarta linha de painéis). Quanto aos modos de 1950-2000 (duas primeiras linhas de painéis), um deles apresenta componentes mais fortes no Pacífico e o outro, componentes mais fortes no Atlântico, também confirmando o que foi encontrado para a correlação do modo de chuva com TSM.

Apesar de terem sido encontradas correlações significativas no Pacífico, os resultados obtidos com os índices climáticos, apresentados na Tabela 4.7, não indicam boa correlação com PDO e IPO, apenas com AMO.

Para estes dois casos, que constituem exemplos interessantes da influência de oscilações interdecadais na precipitação da América do Sul, vemos que o índice AMO parece ser o mais apropriado para outras investigações. Entretanto, um estudo interessante para o futuro, seria a criação (ou adaptação) de um índice envolvendo forçantes remotas, que tivesse boa relação com a variabilidade interdecadal de precipitação no continente.

#### 4.2.2 Composições de anomalias de TSM e variáveis atmosféricas

Composições de anomalias de TSM e variáveis atmosféricas são aqui apresentadas para mostrar o comportamento médio dos campos dessas variáveis em anos de anomalias dos dois modos analisados.

As Figuras 4.23 e 4.24 mostram as composições para o segundo modo rotacionado de outono, que mostra fortes componentes no Nordeste do Brasil.

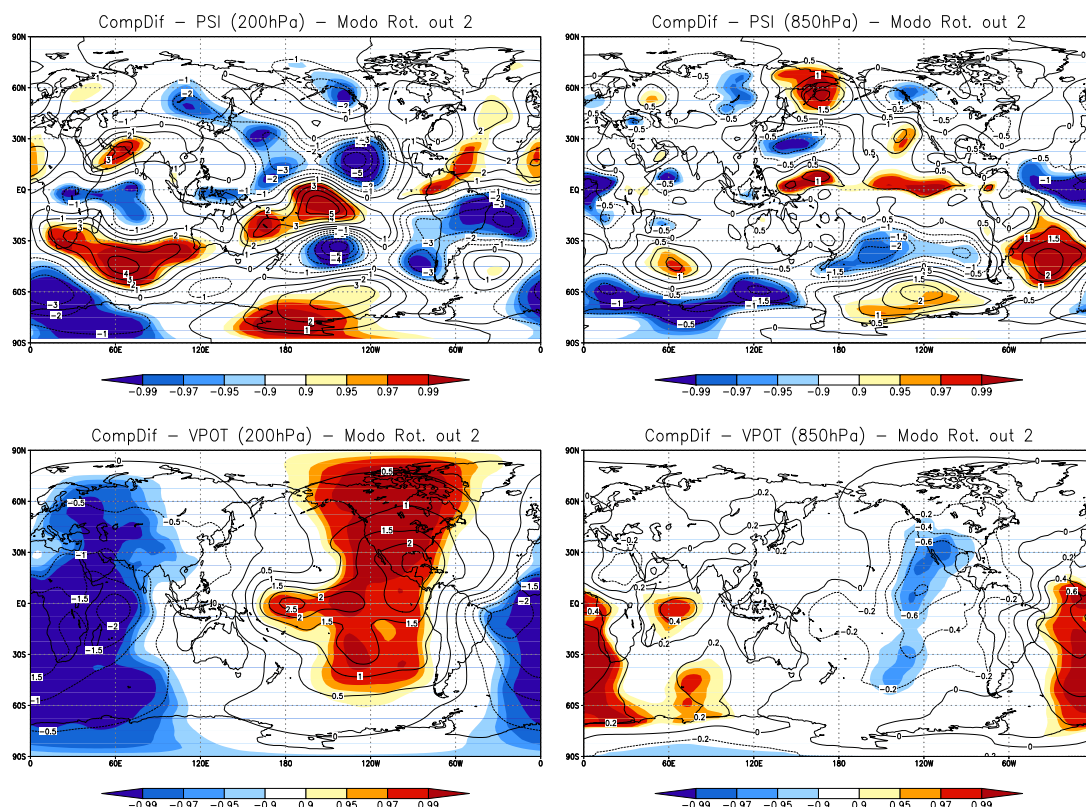


Figura 4.23: Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do segundo modo rotacionado de outono e para as seguintes variáveis atmosféricas: (painéis superiores) função corrente (200 e 850 hPa) e (painéis inferiores) potencial de velocidades (200 e 850 hPa)

Maior (menor) precipitação nesta região é relacionada com aumento (diminuição) da TSM no Oceano Atlântico tropical, ao sul do equador, como mostrado na Figura 4.21. O aumento da TSM nesta região produz o fortalecimento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) associada à circulação de Hadley <sup>1</sup> ao sul do equador. Como o deslocamento da ZCIT para o sul do equador é responsável pela estação chuvosa de outono no Nordeste, o seu fortalecimento nesta região aumenta a chuva. Águas mais quentes produzem mais evaporação e diminuição da pressão ao nível do mar, aumentando a convergência de ar e sua ascendência. Maior ascendência de ar mais úmido produz mais nuvens e precipitação.

A convergência anômala em baixos níveis é associada com divergência anômala

<sup>1</sup>A célula de circulação de Hadley, postulada por Hadley em 1686, é geralmente definida como a média zonal da circulação meridional da atmosfera, limitada aproximadamente por 30° N e 30° S. Ela é caracterizada por transporte de massa para o equador pelos ventos alísios na baixa troposfera e por transporte de massa em direção aos polos na alta troposfera. Portanto, tende a haver convergência e ascendência na zona equatorial e subsidência nos subtrópicos (em média).

em altos níveis. Esta maior convergência junto da superfície e divergência em altos níveis sobre o Nordeste é notada na diferença de campos de potencial de velocidade em 850 hPa, que mostra um centro positivo sobre o Nordeste em 850 hPa e um centro negativo em 200 hPa (Figura 4.23, painéis inferiores). As isolinhas do potencial de velocidade são perpendiculares ao componente divergente do vento, que converge para os centros positivos e diverge dos centros negativos. Esta divergência/convergência sobre o Nordeste/Oceano Atlântico é ainda fortalecida pela convergência/divergência observada sobre o Pacífico, através de alterações na circulação de Walker <sup>2</sup>. A circulação rotacional, representada pela função corrente nos painéis superiores da Figura 4.23, mostra um par de ciclones em 850 hPa um pouco ao sul do equador sobre o Atlântico, o que é coerente com convergência sobre o Nordeste. Em 200 hPa há um par de anticiclones, coerente com divergência sobre esta região.

---

<sup>2</sup>A circulação de Walker compreende células de circulação térmica direta na atmosfera equatorial. A sua maior fonte de energia é atribuída à liberação de calor latente nos principais centros de convecção associados com a distribuição de continentes e oceanos e da TSM. No braço ascendente destas células longitudinais, a convecção e correspondente liberação de calor latente ergue as superfícies isobáricas na alta troposfera, criando ali uma zona de alta pressão e divergência. O braço descendente está localizado numa região tropical onde menor ou nenhuma convecção resulta em menor pressão na alta troposfera.

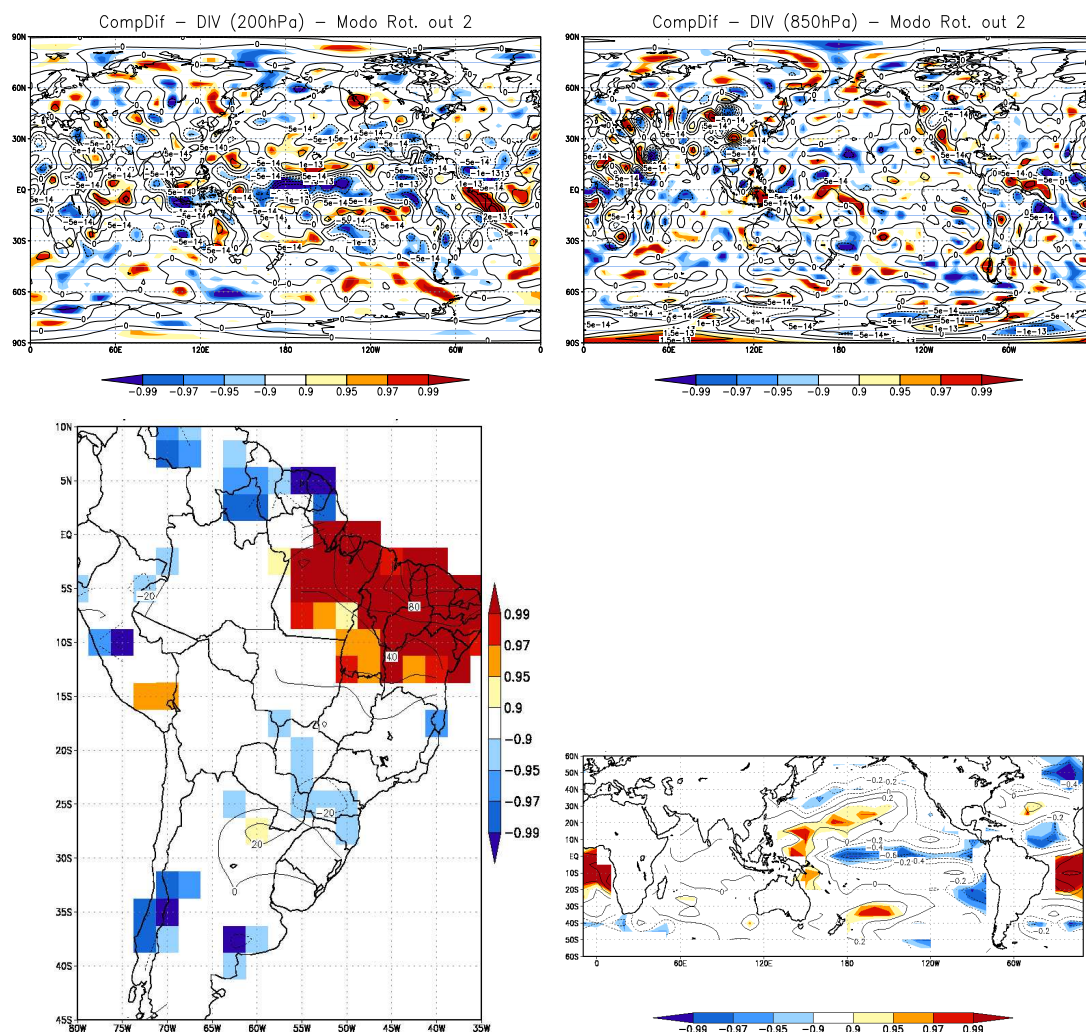


Figura 4.24: Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do segundo modo rotacionado de outono e para as seguintes variáveis: divergência (200 e 850 hPa), precipitação e TSM

A convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis sobre o Nordeste do Brasil na fase positiva do segundo modo rotacionado de outono, fica também evidente nos painéis superiores da Figura 4.24. A composição da diferença entre anomalias de precipitação e as anomalias de TSM seguem fielmente os padrões do modo de precipitação (Figura 4.19) e do modo de TSM melhor correlacionado com este modo de precipitação (Figura 4.21).

As Figuras 4.25 e 4.26 mostram as composições para o primeiro modo rotacionado de primavera.



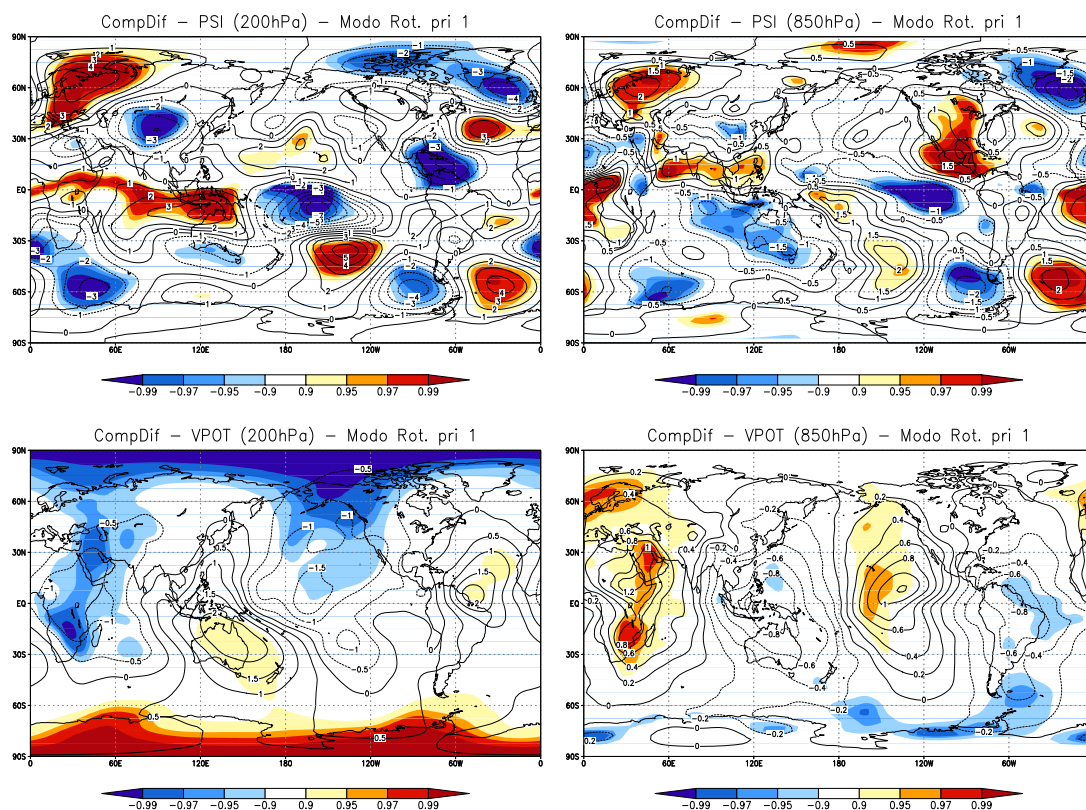


Figura 4.25: Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do primeiro modo rotacionado de primavera e as seguintes variáveis atmosféricas: (painéis superiores) função corrente (200 e 850hPa) e (painéis inferiores) potencial de velocidades (200 e 850 hPa)

Este modo mostra uma estrutura dipolar, com oscilações de sinais opostos entre o Centro-Leste e o Sudeste da América do Sul (Figura 4.19). Está associado a anomalias de TSM tanto no Oceano Atlântico, como no Oceano Pacífico (Figura 4.22). Na fase positiva, com menos (mais) chuva no Centro-Leste (Sudeste) da América do Sul, há predominância de anomalias de TSM positivas no Pacífico Central e Leste Tropical, principalmente fora da faixa equatorial, e anomalias negativas nos subtrópicos e extratropicos, mais fortes e extensas no Pacífico Sul. No Atlântico Norte subtropical, predominam as anomalias positivas de TSM, enquanto junto à costa brasileira tropical predominam as negativas (Figura 4.22). As anomalias de TSM no Pacífico tendem a fortalecer os padrões de TSM e convecção associados com eventos El Niño (La Niña). Convecção fortalecida do Pacífico Central e Leste (na fase positiva) está associada com anomalias de convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis nesta região, que produz perturbações da circulação de Walker, com convergência em altos níveis sobre o nordeste e centro-leste da América do Sul e divergência em



baixos níveis, como está mostrado nos campos de potencial de velocidade da Figura 4.25 (painéis inferiores).

Além disto, o aquecimento anômalo no Atlântico Norte e o resfriamento junto à costa do Brasil favorece anomalias da circulação de Hadley que diminuem a convecção sobre o norte e centro-leste do Brasil. Por outro lado, a chuva no sudeste do continente é aumentada tanto pela diminuição da subsidência causada por convecção no centro e norte da América do Sul, quanto por perturbações na circulação rotacional produzidas por trem de ondas de Rossby originado da convecção anômala no Pacífico Central e Leste Tropical. Este padrão de ondas, que se estende do Pacífico Central para os extratropicais da América do Sul é visível nos painéis superiores da Figura 4.25. Ele forma um par de anticiclone/ciclone ao sul do continente, que favorece a entrada de ciclones extratropicais no sudeste da América do Sul, aumentando a chuva na região.

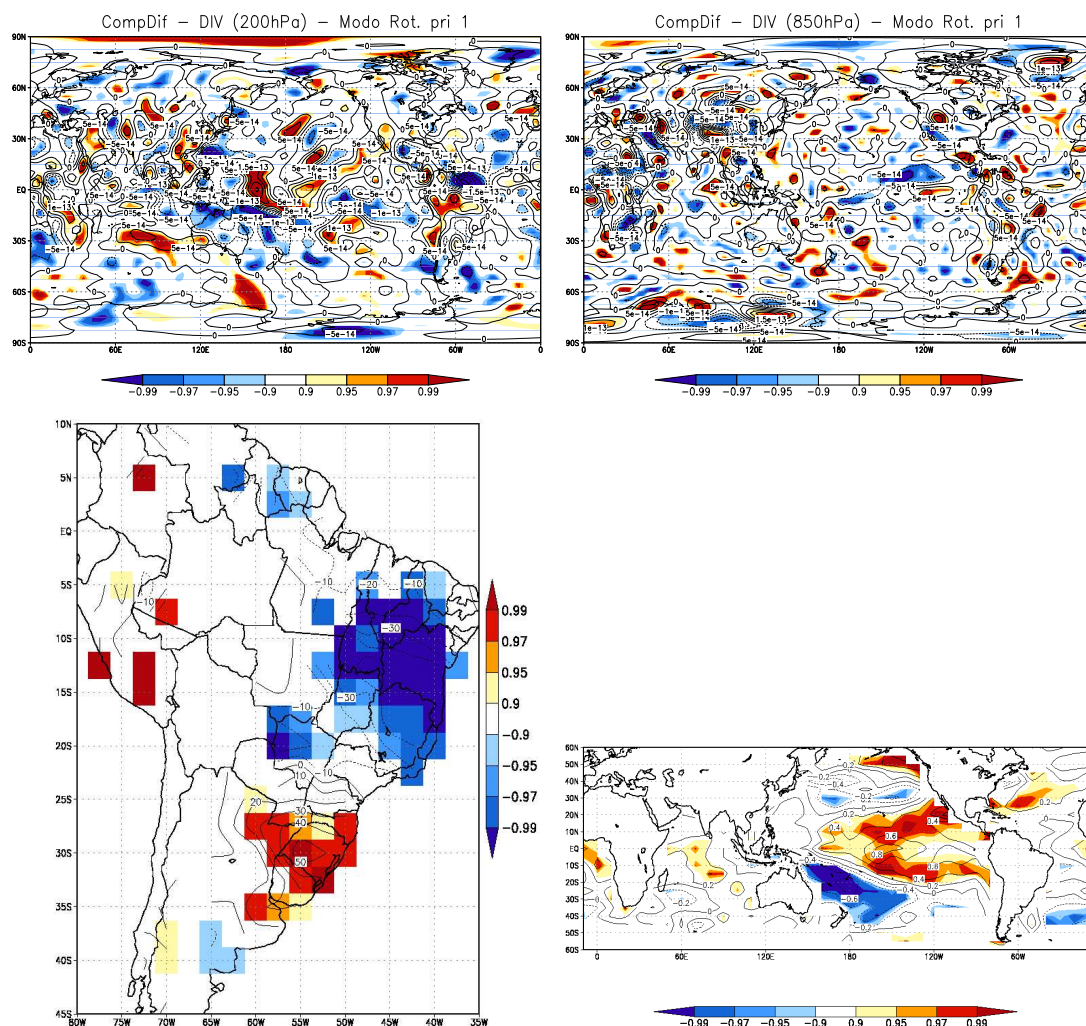


Figura 4.26: Composição de diferenças entre fases positiva e negativa do primeiro modo rotacionado de primavera e para as seguintes variáveis: (painéis superiores) divergência (200 e 850hPa), (painéis inferiores) precipitação e TSM

Os painéis superiores da Figura 4.26 confirmam a ocorrência de anomalias de convergência (divergência) em baixos (altos) níveis próxima às anomalias de TSM no Oceano Pacífico tropical e subtropical. Sobre a América do Sul, nota-se predomínio de divergência em baixos níveis sobre o norte e o centro-leste e de convergência sobre o sudeste do continente. Estes aspectos estão coerentes com a composição de diferenças de anomalias de precipitação, no painel inferior esquerdo.

### 4.3 Modulação de efeitos de fenômenos ENOS

A modulação interdecadal de efeitos de fenômenos ENOS foi investigada com o uso de correlações móveis entre séries de estações e índices. Estas correlações móveis compreendem séries de 11 termos, sendo o valor da correlação atribuído ao ano central de cada período de 11 anos. Portanto, as séries de correlações aqui mostradas tem 10 anos a menos que as séries de dados utilizadas.

Para representar o fenômeno ENOS, foram escolhidos dois índices: SOI e TSM da região Niño 3.

As estações mais longas (com séries mais longas do que 60 anos de dados) encontradas no conjunto LAB foram selecionadas para serem utilizadas nesta parte do estudo. A Figura 4.27 mostra a localização destas estações.

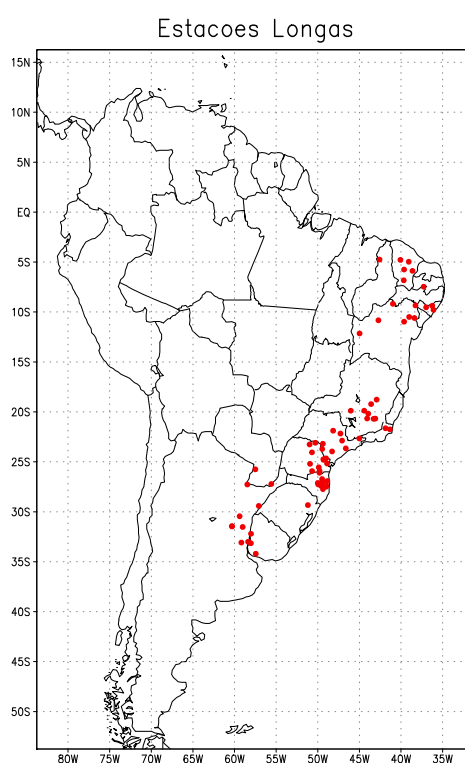


Figura 4.27: Localização das estações com séries mais longas (com mais de 60 anos de dados), do conjunto LAB

Aqui serão apresentados apenas alguns casos, sendo um para cada uma das seguintes regiões: Nordeste, Sudeste, Sul (as três do Brasil) e Bacia do Prata.

A Figura 4.28 mostra o resultado da correlação móvel para a estação 00439020. Nesta ilustração e nas demais, o texto dos mapas indica:

- a) Período total: período total da estação, considerando todos os dados, inclusive os indefinidos;
- b) Período útil: maior período consecutivo da estação, sem a presença de indefinidos.

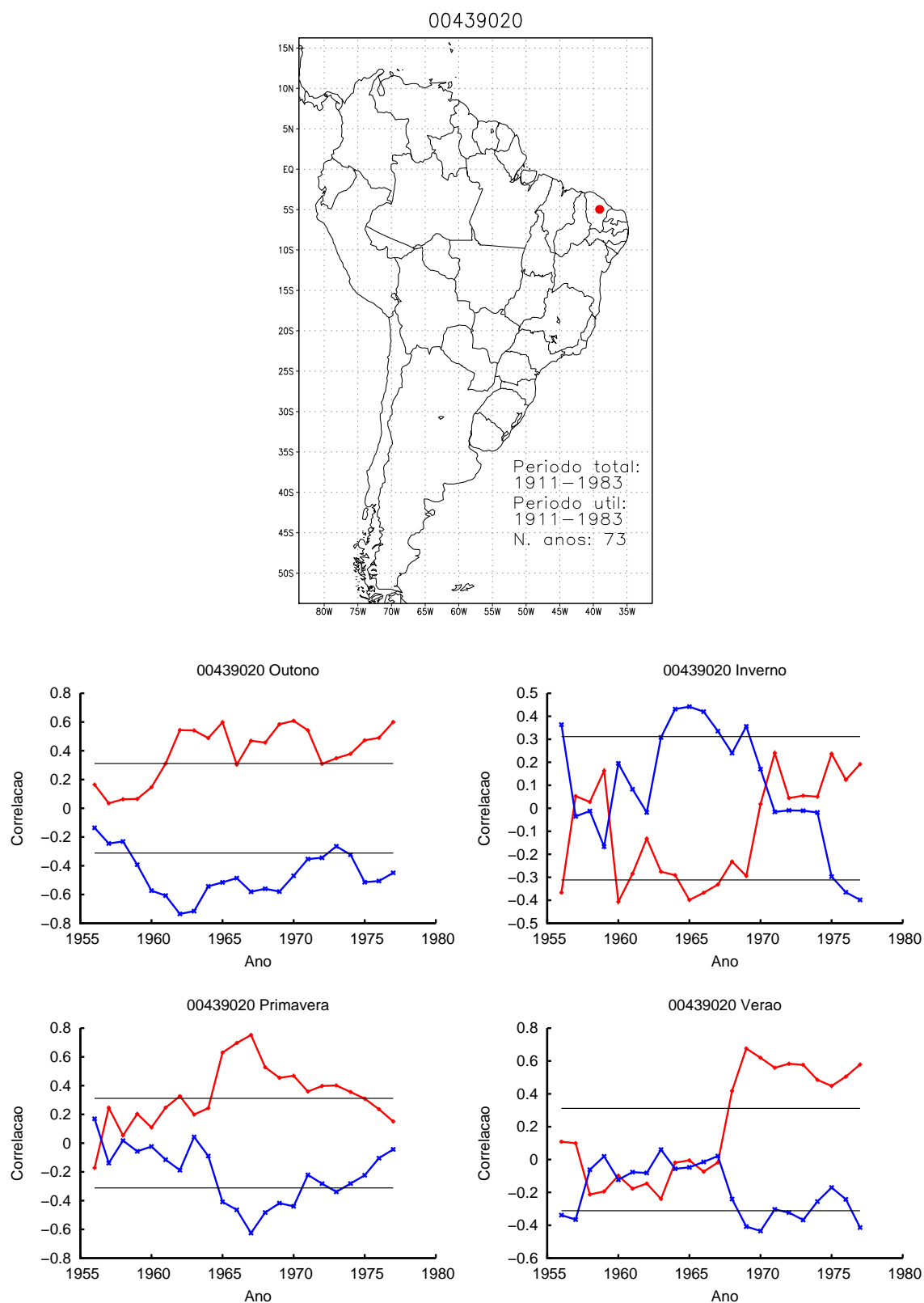


Figura 4.28: Correlação móvel de séries da estação 00439020 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e Niño 3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão

No outono, a correlação se mantém alta e significativa durante quase todo o período, o que é muito interessante, uma vez que Kayano e Andreoli (2006) encontraram poucos anos de extremos (menos de um terço de 59 anos climáticos extremos) relacionados com ENOS. Por outro lado, Grimm e Tedeschi (2009) detectaram variação significativa de número de eventos extremos de precipitação no Nordeste durante os meses de outono de episódios ENOS.

Também aparecem algumas oscilações que podem estar relacionadas com as oscilações do modo 2 de outono (Figura 4.2), embora o período de sobreposição dos dados seja pequeno nas duas figuras (apenas de 1956 a 1977) para comparação mais criteriosa.

No inverno, também parece haver modulação por oscilação interdecadal, pois o período de correlação positiva com Niño 3, parece corresponder à primeira fase positiva do modo 3 de inverno mostrada na Figura 4.4. Na primavera, embora seja estação seca no Nordeste, nota-se que o período de maior correlação negativa com Niño 3, ocorre no mesmo período de fase negativa do primeiro modo de primavera (Figura 4.6). No verão, a maior modulação parece ocorrer por modo não mostrado aqui.

A Figura 4.29 mostra o resultado da correlação móvel para a estação 02247005.

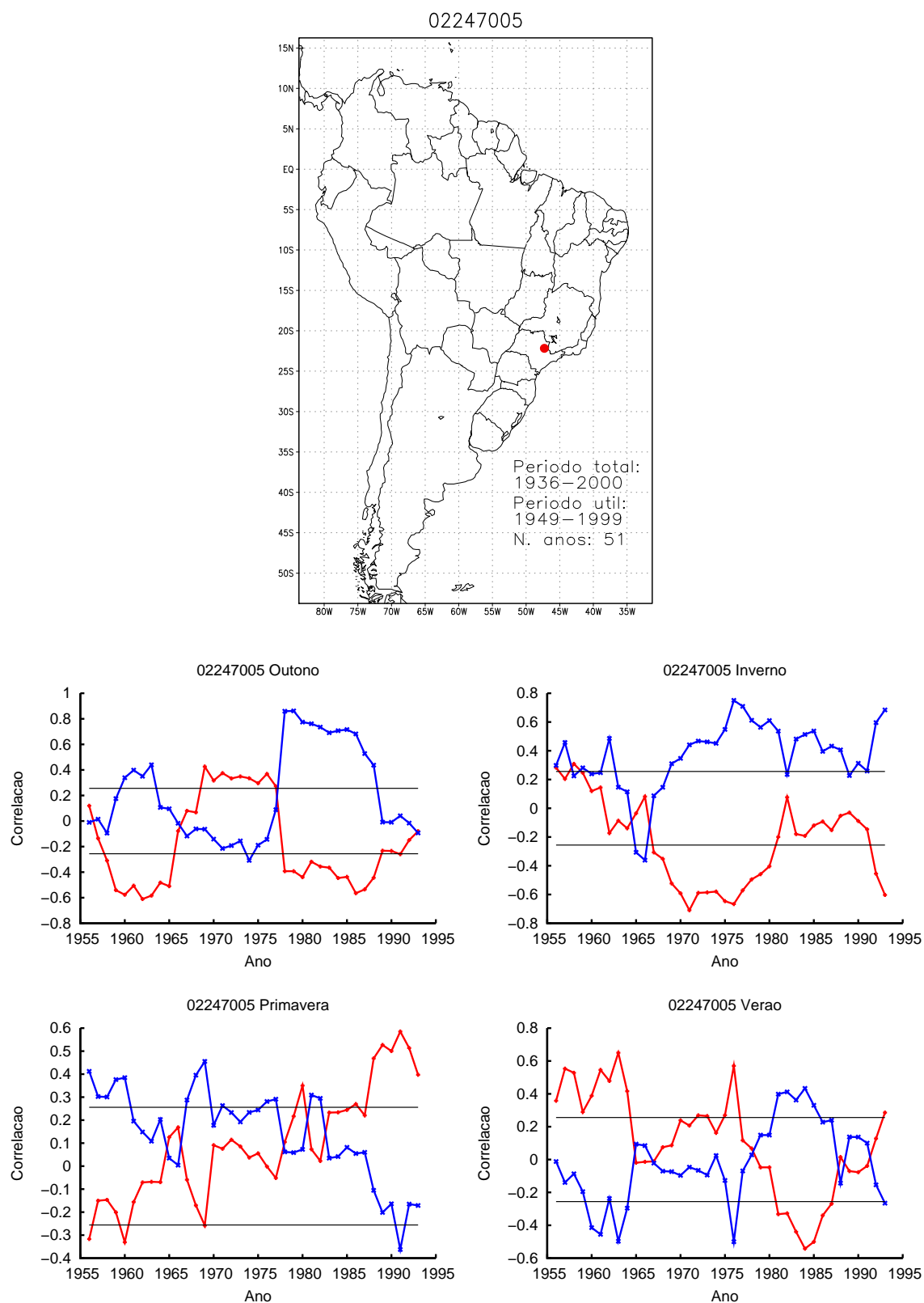


Figura 4.29: Correlação móvel de séries da estação 02247005 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão

No outono, há oscilações muito grandes no valor do coeficiente de correlação, que parecem estar relacionadas com as oscilações do primeiro modo de outono (Figura 4.2), especialmente a mudança de fase da década de 1970 para a de 1980. No inverno, há pouca chuva nesta região. Na primavera e verão, a mudança de sinal da correlação em sentidos opostos, em torno do final da década de 1970, pode ser associada com os primeiros modos de primavera e verão (Figuras 4.6 e 4.8), embora seja mais provável que mais de um modo esteja envolvido com esta modulação.

A Figura 4.30 mostra o resultado das correlação móvel para a estação 02749002.



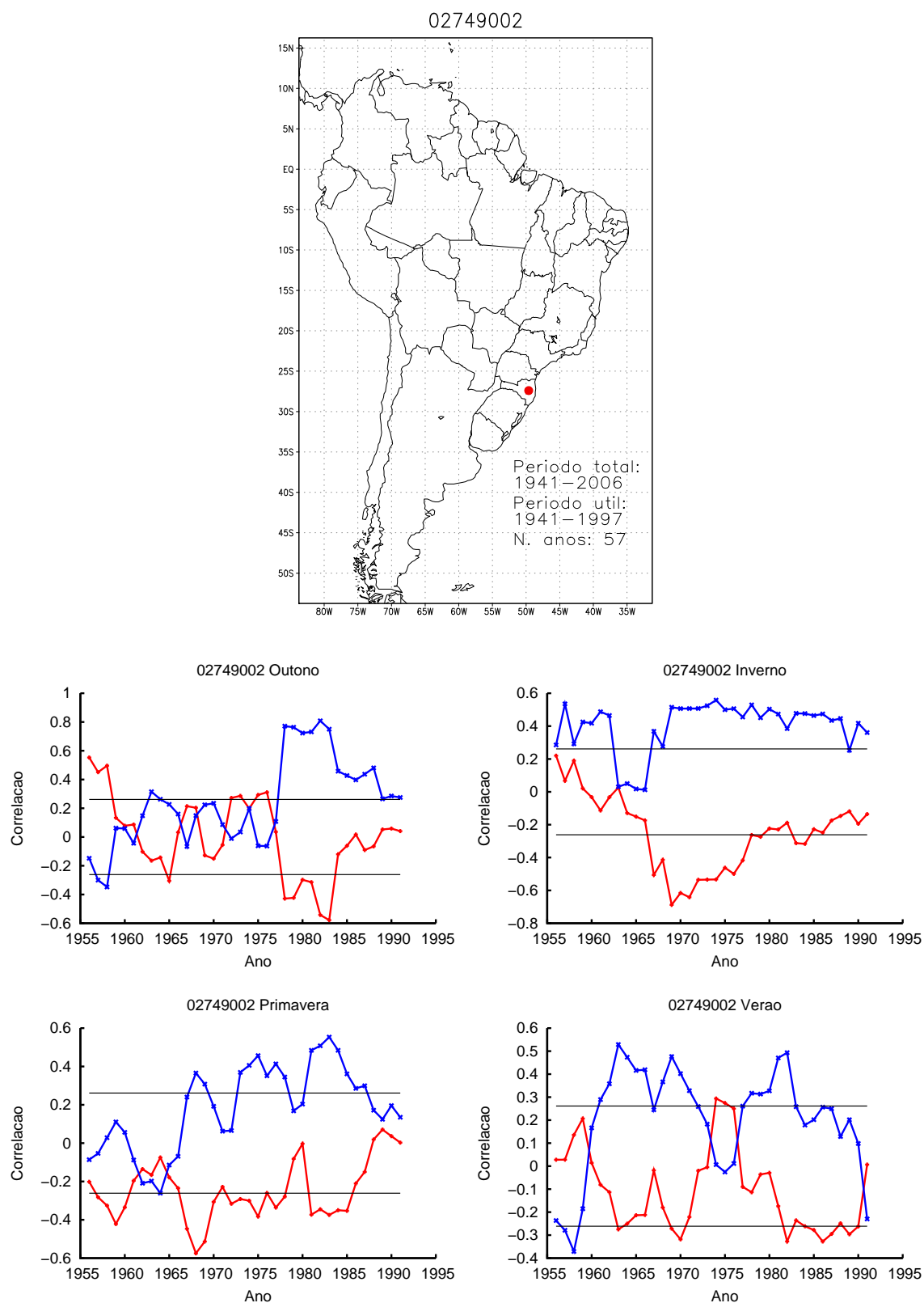


Figura 4.30: Correlação móvel de séries da estação 02749002 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão

A estação 02749002, localizada em Santa Catarina, mostra boa correlação com os índices na primavera e principalmente no inverno. Para outono e verão, há correlação significativa em vários anos, e também inversão. Os resultados concordam com o obtido por Grimm e Ferraz (2002). A grande variação entre as décadas de 1970 e 1980 parece estar conectada principalmente ao primeiro modo de outono (Figura 4.2). As oscilações de primavera tem alguma semelhança com as do terceiro modo (Figura 4.6), enquanto as de verão lembram as oscilações do primeiro modo (Figura 4.8).

A Figura 4.31 mostra o resultado da correlação móvel para a estação 08716600.

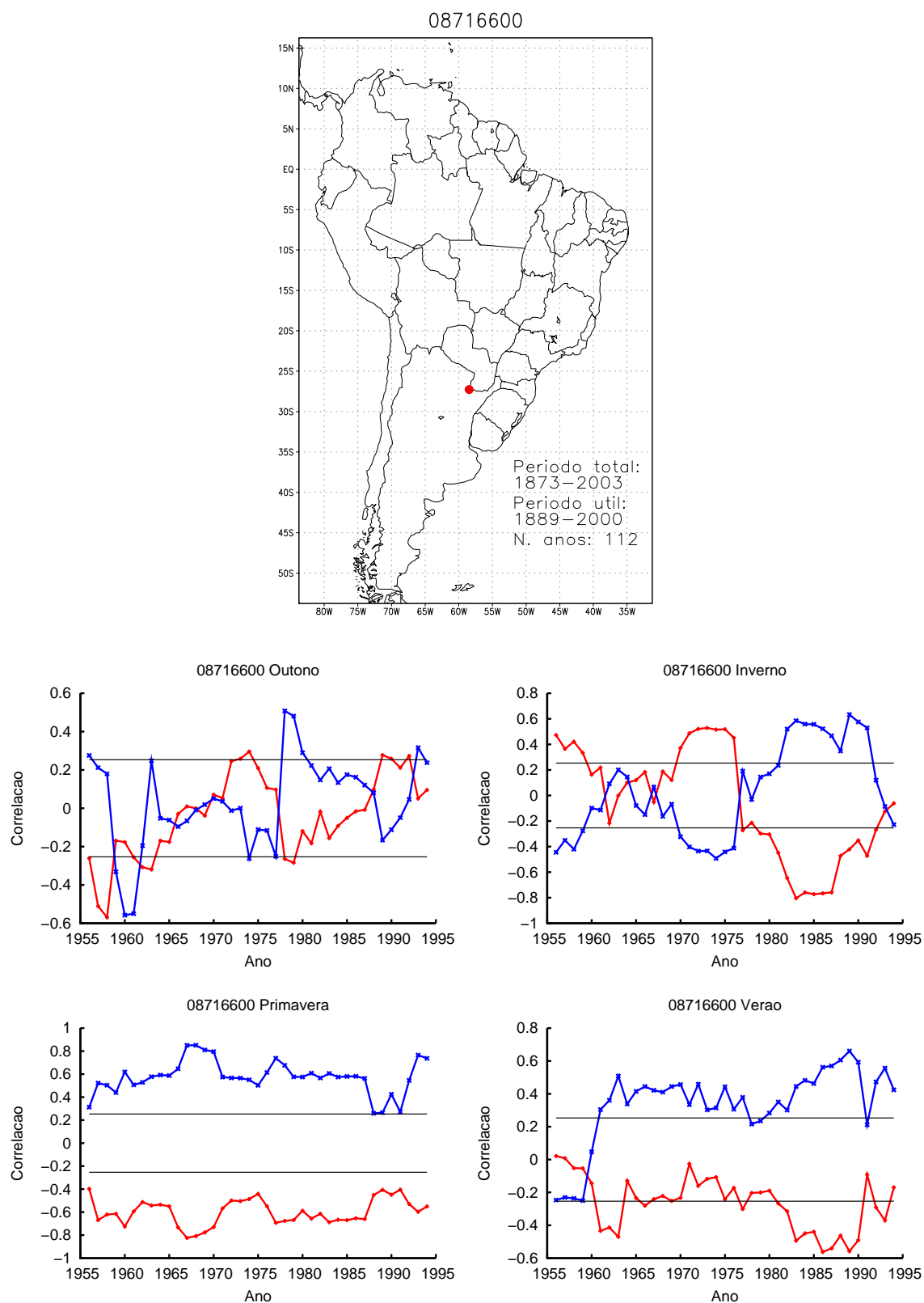


Figura 4.31: Correlação móvel de séries da estação 08716600 (indicada no mapa por um círculo vermelho) com SOI (vermelho) e NINO3 (azul). Da esquerda para a direita, de cima para baixo: outono, inverno, primavera e verão

Na estação localizada na Bacia do Prata, vemos uma correlação alta para primavera e verão em praticamente todo o período. Dentre todos os exemplos, o resultado da estação 08716600 para a primavera foi o único em que a correlação esteve sempre acima do limite de significância. No outono, as oscilações da correlação parecem concordar com modo de ordem superior aos aqui mostrados (quarto modo), enquanto no inverno não há identificação com um modo em particular.

Em geral, foram encontrados sinais de modulação interdecadal dos efeitos de fenômenos ENOS em diversas regiões. Esta modulação não se reflete necessariamente em apenas um modo interdecadal de precipitação em cada estação do ano.

#### 4.4 Variações de regimes de precipitação

Através dos resultados mostrados anteriormente, foi caracterizada a variabilidade interdecadal de precipitação para a América do Sul e foram apresentadas algumas relações com TSM e variáveis atmosféricas. Entretanto, é interessante também verificar em números o quanto a mudança de fase de uma oscilação interdecadal representa na precipitação de uma determinada região.

Esta seção, traz alguns exemplos que ressaltam a importância deste tipo de variabilidade. São mostrados alguns modos de variabilidade e séries temporais de estações localizadas em regiões afetadas por estes padrões de variabilidade.

Todos os modos aqui selecionados são rotacionados e obtidos para 1950-2000 (mesmo período das séries temporais).

Uma breve análise estatística foi realizada da seguinte forma:

- (a) alguns pontos de grade, em regiões impactadas por oscilações interdecadais, foram selecionados;
- (b) foram calculadas médias para toda a série do ponto de grade e médias móveis para períodos menores (10, 20 e 30 anos);
- (c) as maiores e menores médias de cada um dos períodos menores foram selecionadas e comparadas com a média de toda a série. As amplitudes das diferenças

de fase (a maior média menos a menor) também foram comparadas com o valor obtido para a série completa;

- (d) as amplitudes para todos os pontos de grade em cada uma das situações (10, 20 e 30 anos), foram colocadas em mapas.

Para deixar as tabelas mais compactas, o texto do cabeçalho foi simplificado. As simplificações adotadas foram as seguintes:

- (a) anos: número de anos para cálculo da média;
- (b) min média: média mínima obtida para n anos;
- (c) max média: média máxima obtida para n anos;
- (d) amp: diferença entre max média e min média. Entre parênteses, o quanto da média de período total é representado por amp, em (em %);
- (e) dif min média: min média menos média do período total. Entre parênteses, o quanto da média de período total é representado por este valor (em %);
- (f) dif max média: max média menos média do período total. Entre parênteses, o quanto da média de período total é representado por este valor (em %).

O primeiro exemplo mostra a comparação entre o segundo modo de verão e a série de precipitações de verão do ponto 24 (ver Figura 4.32). Os gráficos da Figura 4.33 mostram a diferença entre as fases positivas e negativas. A Tabela 4.8 mostra as estatísticas calculadas, como mencionado anteriormente.

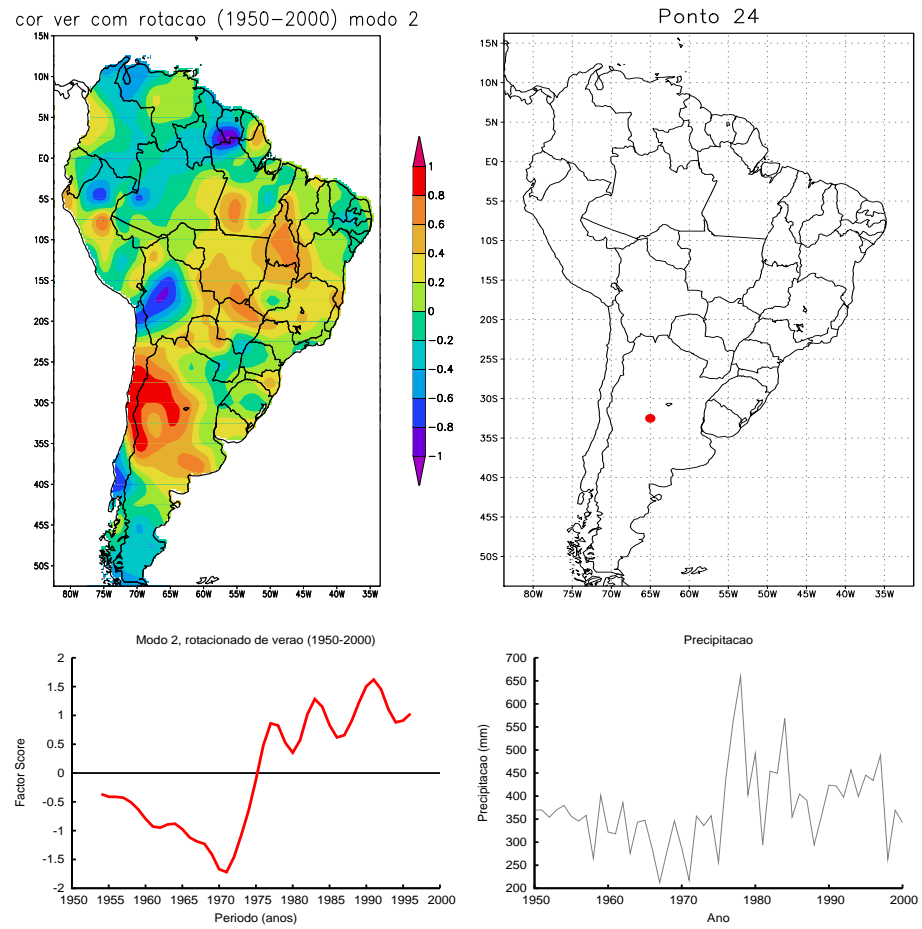


Figura 4.32: Modo 2 rotacionado de verão, ponto de grade 24, componente principal do modo e série temporal do ponto

Tabela 4.8: Ponto 24 - média de 374,46 no período 1950-2000

anos	min média	max média	amp	dif min média	dif max média
10	288,38	480,46	192,08(51,38)	-85,45(77,14)	106,63(128,52)
20	313,24	433,22	119,98(32,09)	-60,59(83,79)	59,39(115,89)
30	350,34	405,19	54,85(14,67)	-23,49(93,72)	31,36(108,39)

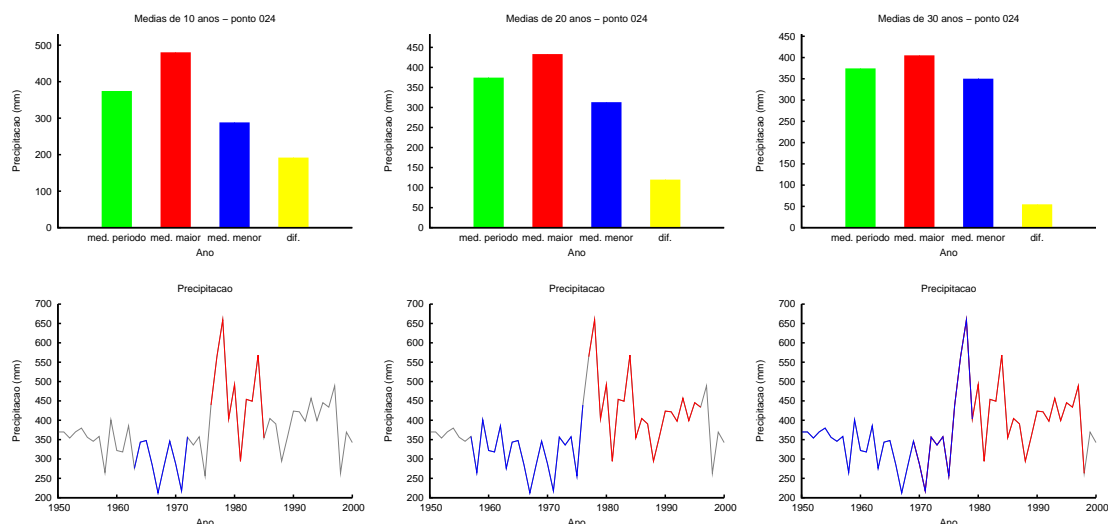


Figura 4.33: Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de verão do ponto 24 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de verão do ponto 24, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente

Neste exemplo, vemos uma mudança de fase na década de 1970, evidenciada tanto no modo de variabilidade como na série temporal do ponto de grade.

As amplitudes das fases, obviamente, são maiores para períodos menores. As variações não são tão grandes para períodos longos, mas entre o período de 10 anos mais e menos chuvoso, há uma diferença considerável, com a amplitude representando mais da metade da média da série completa. Além disso, tais períodos contrastantes de 10 anos ocorreram com curto intervalo entre os dois, com pouco tempo de adaptação entre um regime e outro.

O próximo exemplo mostra o ponto 99, localizado na região do dipolo encontrado para a precipitação de primavera (ver Figura 4.34).

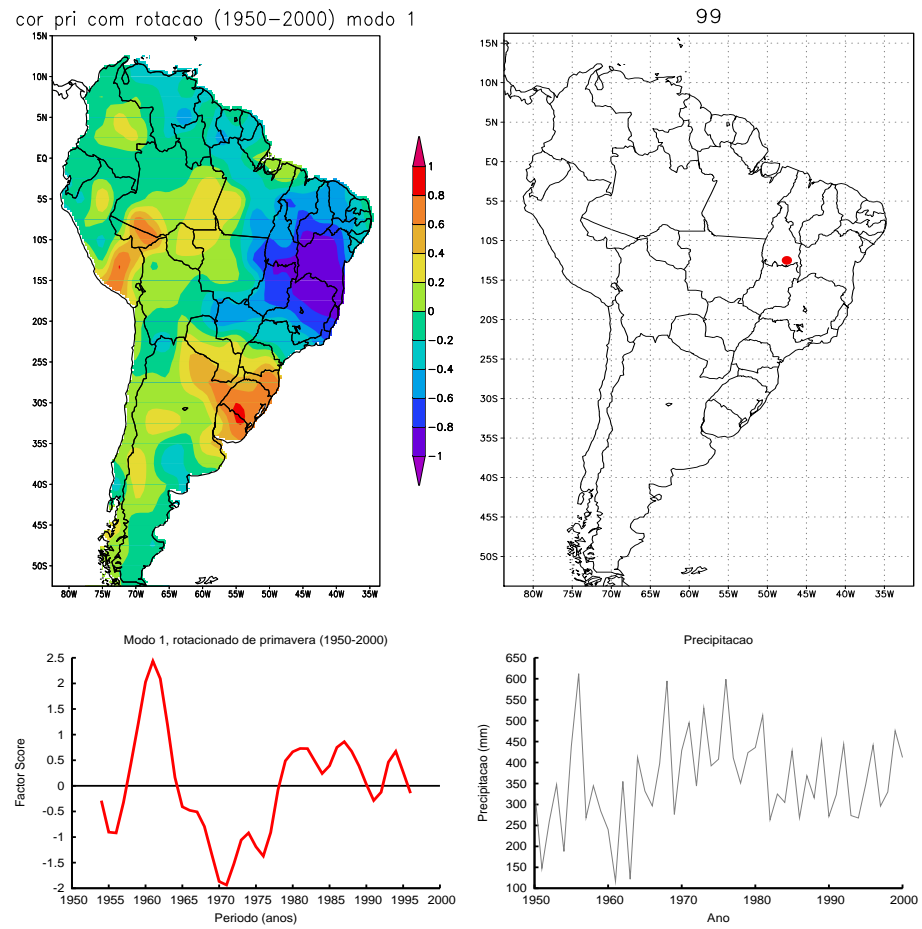


Figura 4.34: Modo 1 rotacionado de primavera, ponto de grade 99, componente principal do modo e série temporal do ponto



Tabela 4.9: Ponto 99 - média de 358,00 no período 1950-2000

anos	min média	max média	amp	dif min média	dif max média
10	274,92	452,02	177,10(49,32)	-84,14(76,57)	92,96(125,89)
20	317,50	416,93	99,43(27,69)	-41,56(88,42)	57,87(116,12)
30	356,22	393,33	37,12(27,69)	-2,85(99,21)	34,27(109,54)

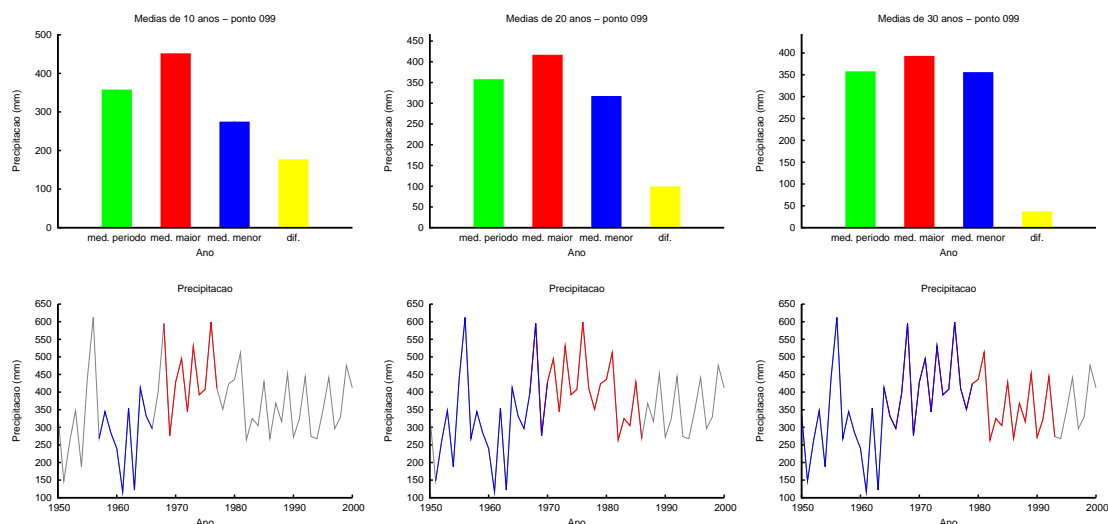


Figura 4.35: Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de primavera do ponto 99 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de primavera do ponto 99, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente

Os gráficos (ver Figura 4.35) mostram que os períodos de 10 anos mais e menos chuvosos ocorreram com um intervalo de tempo ainda menor do que no exemplo anterior. Isto é um fato muito importante para a região, uma vez que houve uma diferença de 177,10 mm entre uma fase e outra, correspondente a quase 50% da média de longo período.

Conforme mostra a Tabela 4.9, para períodos mais longos as diferenças são menores, principalmente para 30 anos, onde a média menor foi praticamente igual ao valor obtido para toda a série temporal.

O exemplo seguinte, mostra um caso para o Nordeste do Brasil, afetado pela oscilação indicada pelo segundo modo rotacionado de outono (ver Figura 4.36).

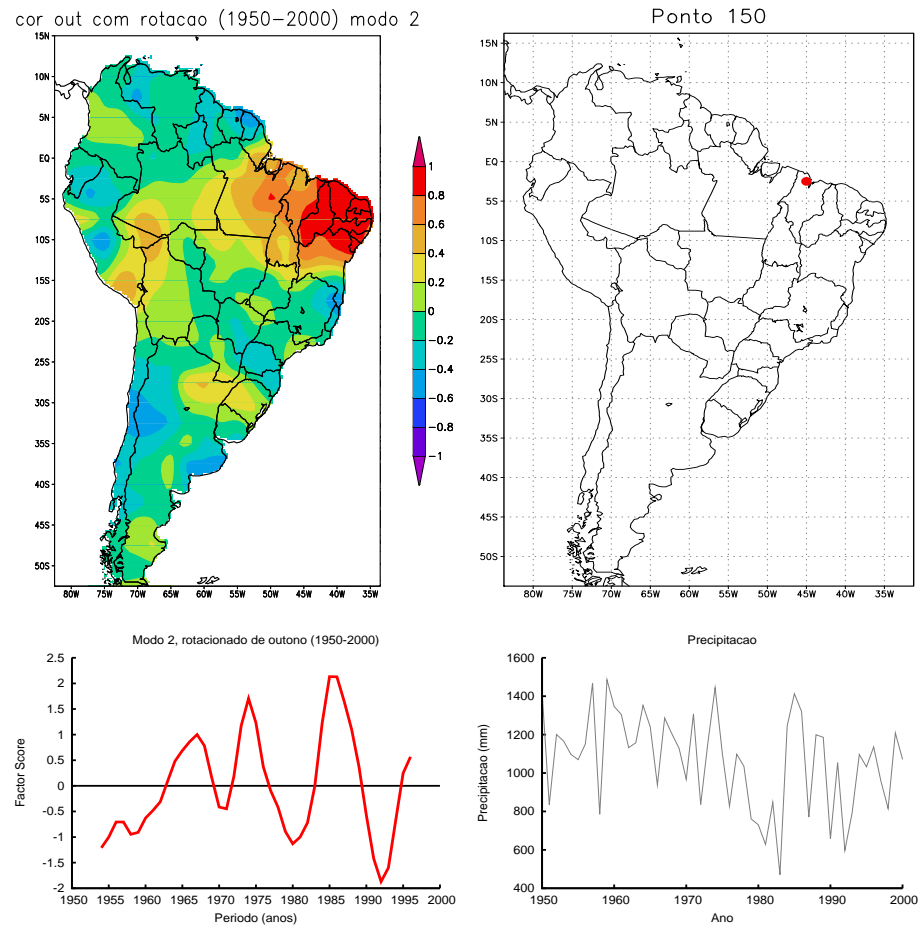


Figura 4.36: Modo 2 rotacionado de outono, ponto de grade 150, componente principal do modo e série temporal do ponto

Tabela 4.10: Ponto 150 - média de 1069,40 no período 1950-2000

anos	min média	max média	amp	dif min média	dif max média
10	833,52	1252,58	419,06(39,18)	-235,93(77,94)	183,13(117,12)
20	933,11	1194,47	261,37(24,44)	-136,34(87,25)	125,02(111,69)
30	982,34	1156,92	174,58(16,32)	-87,11(91,85)	87,47(108,18)

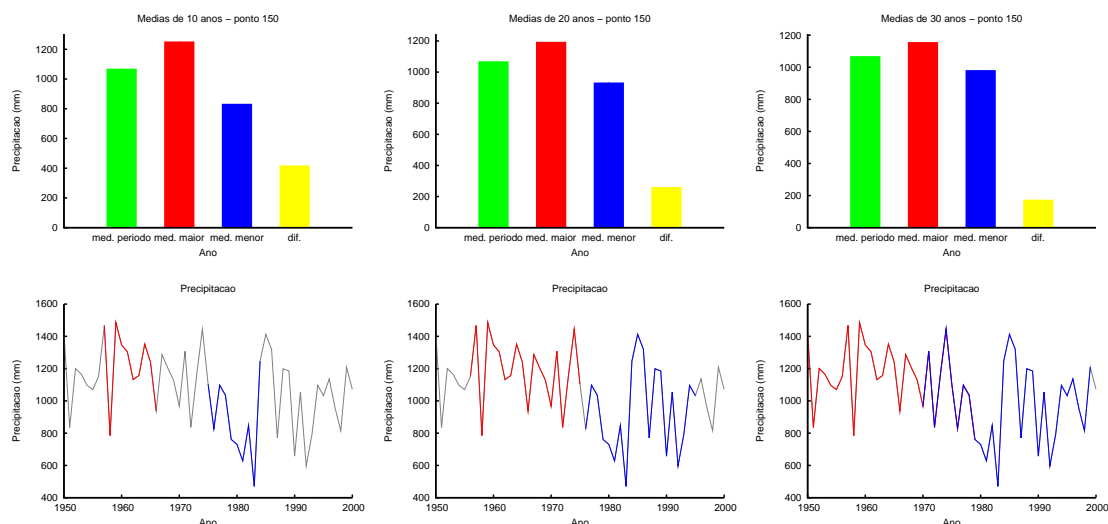


Figura 4.37: Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de outono do ponto 150 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de outono do ponto 150, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente

Os valores percentuais mostrados na Tabela 4.10 não são muito grandes, mas é possível verificar uma grande diferença absoluta (em mm) entre os períodos mais e menos chuvosos, passando de 419 mm para intervalo de 10 anos. Este é um valor bastante significativo, pois, a título de comparação, é praticamente a precipitação esperada para o outono na região Sul do Brasil.

Um aspecto que difere este exemplo dos anteriormente mostrados é que a maior e menor média para 10 anos não ocorreram em intervalos tão próximos: a maior média ocorreu entre os anos 1957 e 1966 e a menor entre 1975 e 1984.

Os modos obtidos para séries mais longas (conjunto CRU) mostraram que este padrão de variabilidade de outono se manteve bastante robusto em todo o século XX. Isto mostra que esta é uma região bastante promissora em relação à previsibilidade climática, principalmente pelo fato das séries possuírem ciclos de baixa frequência

relativamente curtos (entre 10 e 15 anos).

As variações para períodos de 30 e 20 anos, em mm, representam grandes quantidades, comparáveis à chuva esperada em um mês inteiro em regiões com precipitação anual razoável e bem distribuída durante o ano.

O próximo caso mostra o primeiro modo de outono e o ponto de grade 42, localizado no Sul do Brasil (ver Figura 4.38).

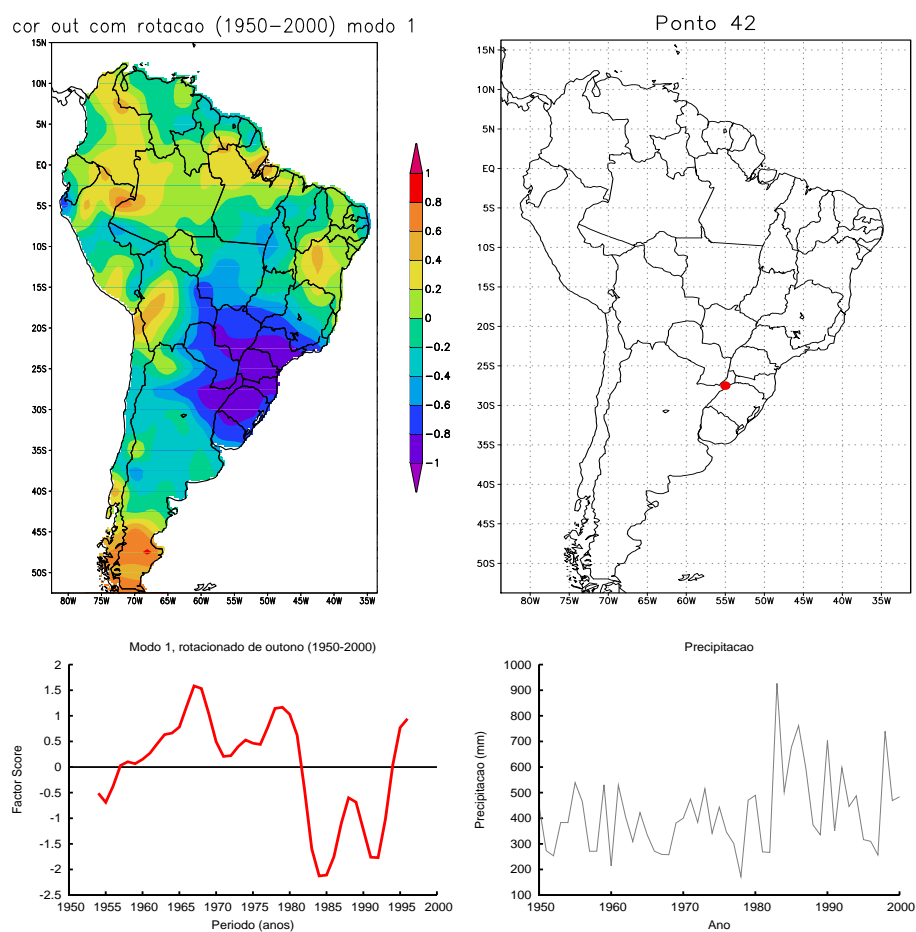


Figura 4.38: Modo 1 rotacionado de outono, ponto de grade 42, componente principal do modo e série temporal do ponto

Tabela 4.11: Ponto 42 - média de 418,54 no período 1950-2000

anos	min média	max média	amp	dif min média	dif max média
10	333,62	580,83	247,21(58,89)	-86,20(79,47)	161,01(138,35)
20	355,51	495,06	139,55(33,24)	-64,31(84,68)	75,24(117,92)
30	364,88	459,46	94,58(22,53)	-54,94(86,91)	39,64(109,44)

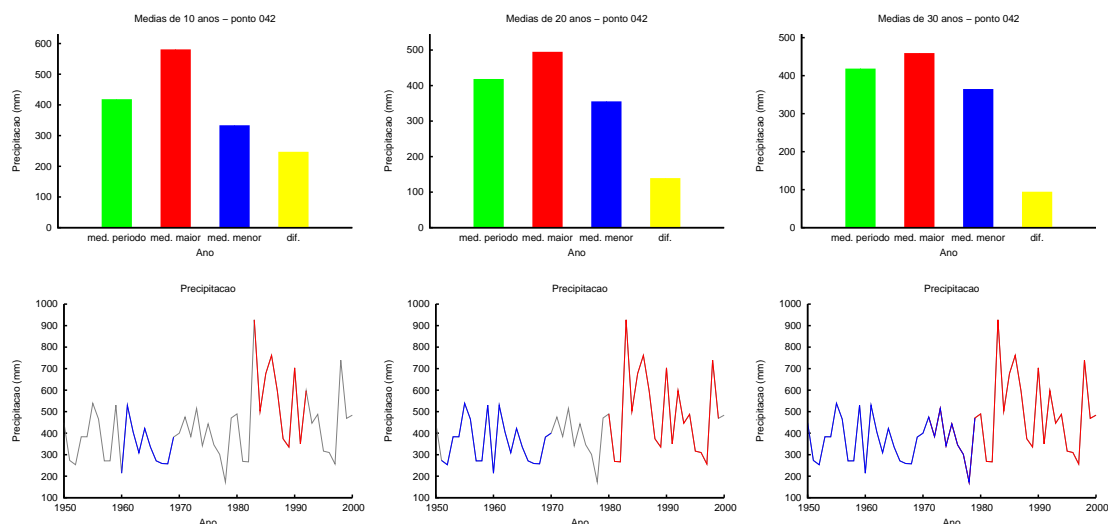


Figura 4.39: Análises com média móvel de n anos: 10 anos (esquerda), 20 anos (centro) e 25 anos (direita). Gráficos de barras representam a média de precipitação de outono do ponto 42 (verde), a maior média móvel para n anos (vermelho), a menor média móvel para n anos (azul) e a diferença entre as duas últimas (amarelo). Gráficos inferiores representam a série temporal de outono do ponto 42, com os intervalos de maior e menor média marcados em vermelho e azul, respectivamente

A oscilação mostrada pelo modo tem correlação negativa com a série do ponto de grade, em virtude do sinal do *factor loading*. Podemos ver em ambas as séries da Figura 4.38, tanto a mudança de fase, como o período em que esta ocorre (início da década de 1980).

A diferença entre o período mais e menos chuvoso é grande para médias de 10 anos, sendo superior a 58% da média da série total para outono (ver Tabela 4.11). Há um grande intervalo entre estes dois períodos, mas os gráficos (Figura 4.39) mostram que a mudança de fase, ocorreu de maneira brusca, com aumento considerável na precipitação, muito provavelmente causando impactos, positivos ou negativos, na agricultura da região.

Médias de 20 e 30 anos, apesar de menores, apontam diferenças que superam 20% da precipitação média de 1950 a 2000.

Mapas com as diferenças encontradas para todos os pontos de grade, foram construídos e mostram uma indicação da magnitude destas alterações de regime em todo o continente.

A Figura 4.40 mostra mapas para outono.

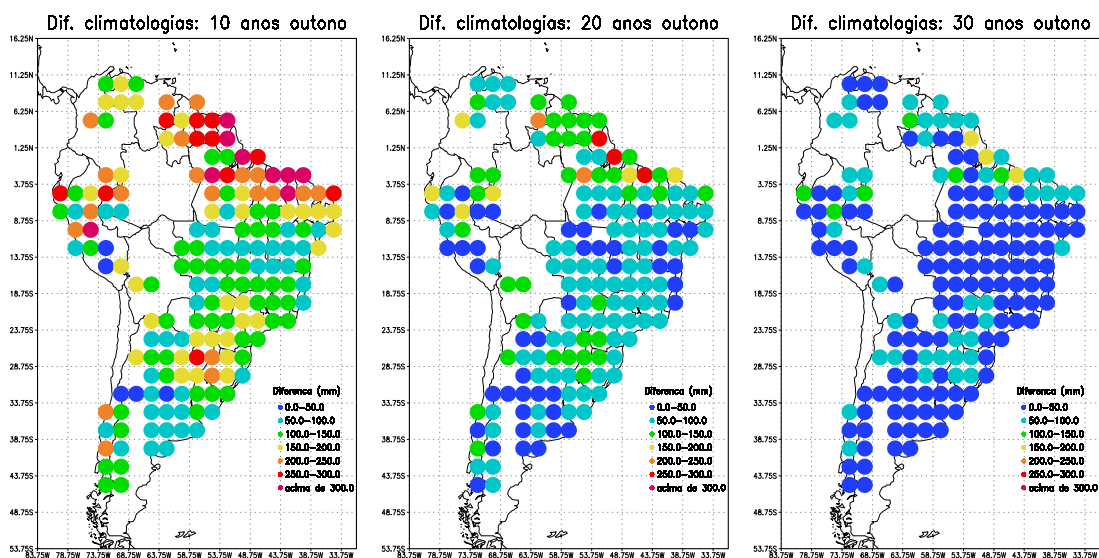


Figura 4.40: Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: outono

Nesta estação do ano, vemos diferenças mais marcantes no norte do continente. Esta região tem precipitação relativamente alta nesta estação, como é o caso do ponto 150. Na Bacia do Prata também há grandes diferenças, bem como numa região que abrange o centro e partes do sul do Chile, em divisa com a Argentina. Esta parte do continente também apresenta notáveis alterações na estação de inverno, como é mostrado pela Figura 4.41.

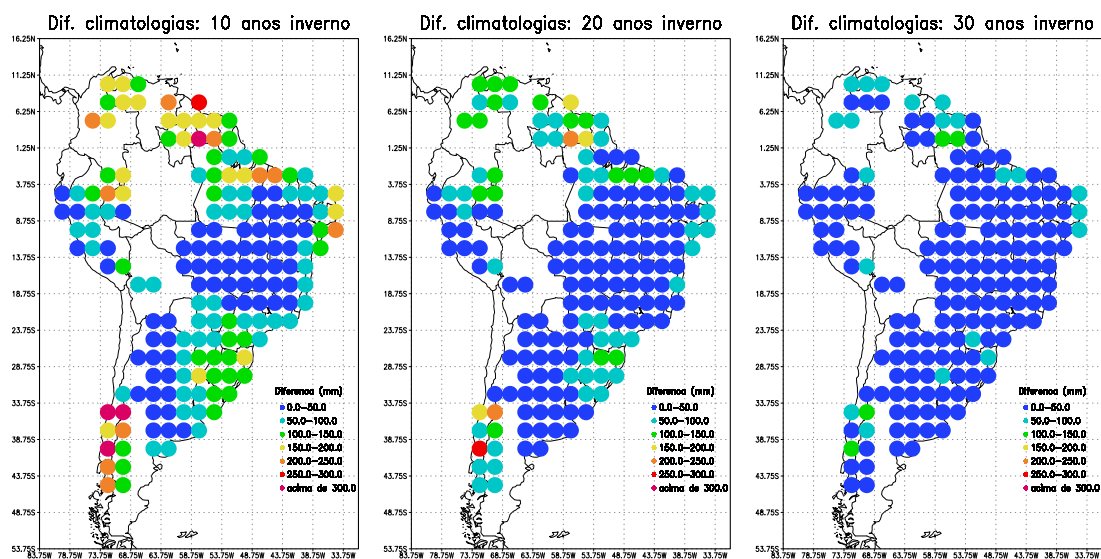


Figura 4.41: Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: inverno

No inverno, as diferenças são menores na região central do Brasil, mesmo para médias de 10 anos. Isto já era esperado, uma vez que esta estação é pouco chuvosa neste local. A porção norte do continente é menos afetada do que no outono, mas ainda assim apresenta altos valores em mm. No extremo norte do continente o inverno austral é a estação chuvosa.

Os resultados para a primavera são mostrados na Figura 4.42.

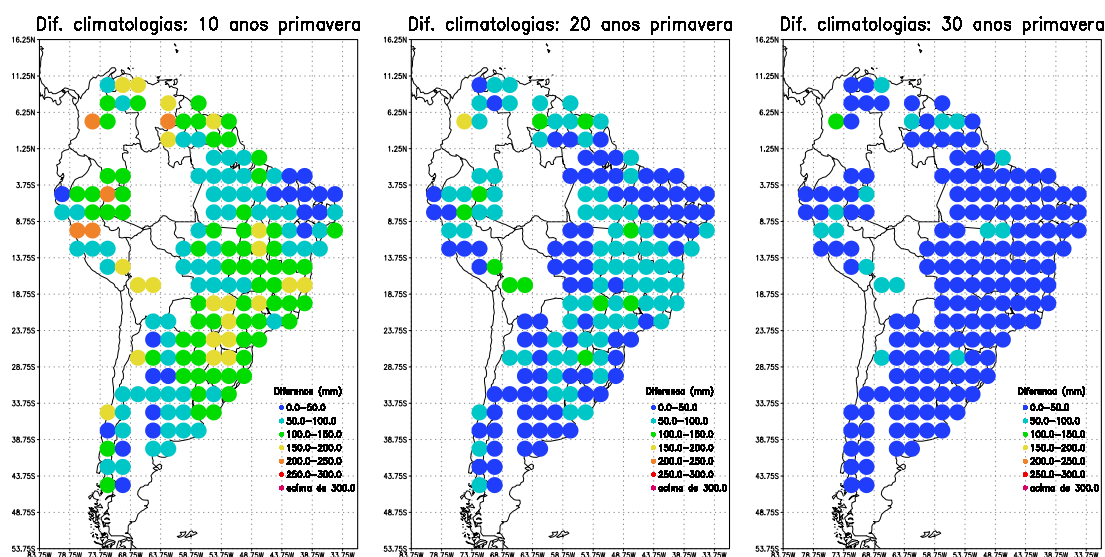


Figura 4.42: Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: primavera

Ao contrário do outono, no Nordeste as diferenças apontadas nesta estação são menores do que nas demais estações do ano, pois esta é a estação mais seca nesta região. A primavera é o período onde as alterações são menores, quando olhamos para médias de 30 anos.

No centro do Brasil há um notável aumento da diferença em relação ao inverno. Este aumento continua no verão em toda a região influenciada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que afeta boa parte do Brasil (Figura 4.43).

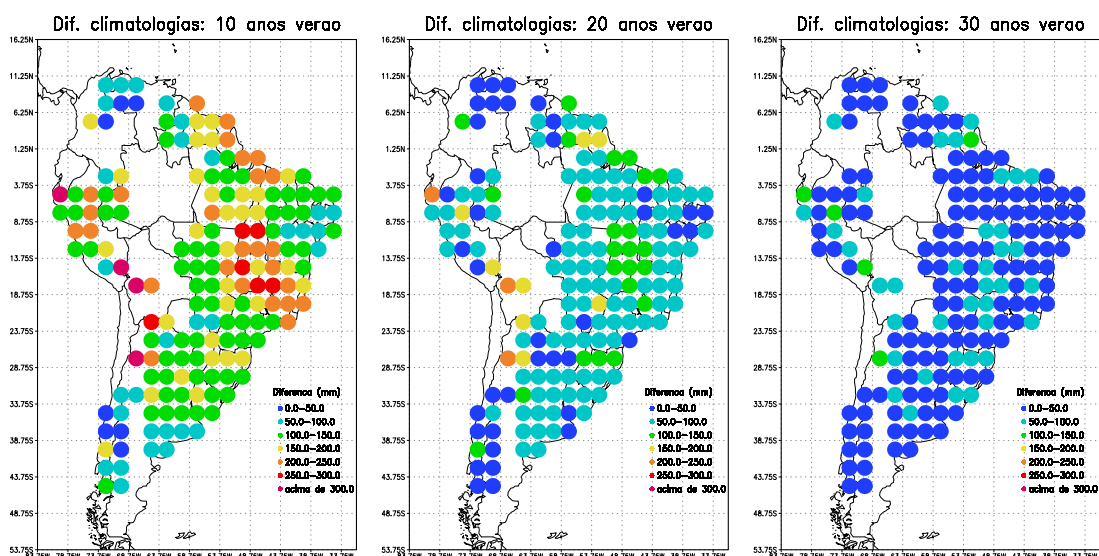


Figura 4.43: Diferenças entre maior e menor média obtida para intervalos de 10, 20 e 30 anos: verão

No verão ocorrem as maiores amplitudes absolutas de oscilação em grande parte do Brasil. Além disso é a estação que apresenta mais áreas com alterações acima dos 50 mm para médias de 10 anos.

Esta estação também é a mais importante, em termos de diferenças entre décadas mais e menos chuvosas na região sob influência da ZCAS, assim como na Bolívia e na região do norte da Argentina, próxima àquele país.

As análises apresentadas nesta seção, reforçam a evidência de sazonalidade das oscilações interdecadais, já mostradas pelos modos obtidos com a ACP. Os gráficos das séries temporais ilustram como a transição de fase pode ser brusca. Os valores indicados pelas tabelas, por sua vez, dão a noção da ordem de grandeza destas alterações e mostram que as mesmas não podem ser desprezadas.



## 5 Conclusões e recomendações para estudos futuros

A preparação do dados de precipitação foi um processo longo e exaustivo, tomando grande parte do tempo destinado à realização desta pesquisa. Porém, é uma etapa extremamente importante pois elimina uma série de erros existente no conjunto de dados, como a existência de dados copiados de uma estação para outra (Figura 3.1) e alterações irreais de regime (Figura 3.1).

O processo de "reparo" das séries temporais dos pontos de grade, eliminou várias oscilações espúrias que poderiam alterar modos de precipitação, mostrando padrões irreais. Esta é uma etapa importante e nem sempre realizada em estudos climáticos. Neste estudo, foram corrigidas alterações surgidas em virtude de só haver uma estação contribuindo para a série média de um ponto de grade durante certo período e mais estações contribuindo no restante do período. Em estudos futuros existe a pretensão de aperfeiçoar este processo, introduzindo verificações de possíveis oscilações espúrias surgidas de situações diferentes. É necessário, contudo, tomar cuidado para não descartar como espúrias oscilações reais.

Os conjuntos preparados com os dados do LAB e LIEB, apesar de possuírem uma abrangência espacial razoável, não apresentam séries tão longas de precipitação, considerando que o estudo trata de variabilidade interdecadal. É interessante buscar novas séries em diferentes regiões, para aumentar a abrangência espacial e temporal do conjunto. A inserção de séries de outros conjuntos (ou seja, médias para pontos de grade, assim como os dados de LIEB), deve ser feita com cautela, uma vez que diferentes métodos de preparação de séries podem gerar resultados diversos, como oscilações irreais em conjuntos que não tenham sido submetidos a um processo de "reparo", aqui aplicado.

Na análise espectral, foram obtidos melhores resultados com a inserção de zeros

nas séries submetidas ao método de Blackman-Tukey. Os testes mostraram claramente o ganho proporcionado pelo alongamento das séries. Não só os ciclos anteriormente mostrados pelo método, isto é, aplicação sem alongamento, ficaram mais evidentes como também foi possível identificar outros ciclos que estavam presentes nas séries e não haviam sido indicados.

Os modos obtidos com a ACP revelaram a grande sazonalidade e regionalidade das oscilações interdecadais. Não só nas estações do ano chuvosas, mas também nas mais secas ocorre este tipo de variabilidade. Alguns modos são bastante robustos, como o do Nordeste na precipitação de outono, presente tanto nos conjuntos LAB como também nos CRU. Este é um excelente exemplo de como oscilações interdecadais podem ser persistentes ao longo do tempo. Além disso, este modo indica que o Nordeste pode ser uma boa região para estudos de previsibilidade de longo prazo.

A mudança de fase na década de 1970, presente em outros estudos, também foi notada em vários modos, como o primeiro anual sem rotação (Figura 4.9) do período 1950-2000, segundo de inverno sem rotação (Figura 4.3) e segundo de verão sem rotação (Figura 4.7), estes últimos para o período 1955-2000.

O padrão de dipolo nos primeiros modos de primavera e de verão, é muito semelhante ao encontrado por Grimm e Zilli (2009), para variabilidade interanual. Isto indica uma relação entre a precipitação do Sul do Brasil e a chuva da região Centro-Leste do continente, também em baixas frequências. Além disso, a relação de inversão da polaridade deste modo dipolar da primavera para o verão também é observada em escalas de tempo interdecadais. Os mecanismos envolvendo este padrão dipolar devem ser estudados com mais profundidade, considerando a possibilidade da previsibilidade a longo prazo, principalmente por se afetar regiões importantes economicamente para o Brasil.

Há persistência nos modos de variabilidade quando comparados os resultados dos conjuntos LAB50, LAB55 e LAB60. Entretanto, é importante destacar o exemplo da Figura 4.12, onde há uma possível amplificação de oscilação ocorrendo entre Rio Grande do Sul e uma região abrangendo Espírito Santo e parte de Minas Gerais. Essa aparente amplificação e modulação interdecadal só foi notada após comparação dos três conjuntos. Este também é um caso de pouca variância explicada, o que significa que representa pouca parcela da variabilidade do continente como um todo, mas não necessariamente que seja uma oscilação desprezível. É possível que contribua em

estudos futuros sobre previsibilidade, uma vez que seus ciclos são mais curtos.

A falta de dados em algumas regiões, no conjunto de dados CRU (principalmente no Sudeste do Brasil) não possibilitou a confirmação de alguns modos obtidos com LAB50. Entretanto, o uso destas séries contribuiu em muito para o estudo. A criação de um conjunto de dados com maior abrangência espacial, tendo como base os dados do CRU e adicionando séries de outras estações, pode ser uma opção para outros estudos de variabilidade de baixa frequência no continente.

A Análise Espectral mostrou que, embora a variabilidade interanual (2-8 anos) seja dominante na maior parte da América do Sul, a variabilidade interdecadal é muito significativa. A análise em período mais longo (1912-1993) confirma os resultados do período mais curto (1950-2000) nas regiões em que há sobreposição, embora, como seria esperado, oscilações significativas com períodos maiores são mais frequentes na análise do período mais longo. Os períodos de oscilações interdecadais mais comuns parecem estar entre 8 e 15 anos. Na Bacia do Prata, oscilações em torno de 9 anos foram detectadas nas vazões do Rio Paraná por Robertson e Mechoso (1998). Oscilações com períodos neste intervalo (em torno de 12 anos) foram detectadas e são também especialmente fortes na estação chuvosa do Nordeste (Modo 2 rotacionado de outono). Além destas oscilações, outras de períodos mais longos ocorrem em grandes áreas nas épocas chuvosas, destacando-se o norte do continente e o Chile central no inverno e o centro do Brasil e da Argentina na primavera e verão, reforçando a importância da variabilidade interdecadal em toda a América do Sul.

A comparação entre modos de TSM para o período 1950-2000 e 1900-2000 mostrou que, no segundo período há uma melhor separação entre a tendência de aquecimento existente na maior parte dos oceanos e uma oscilação interdecadal. Isto ressalta a importância de possuir séries tão longas quanto possível e isolar padrões reais existentes nos conjuntos de dados. Em estudos futuros, com séries mais longas de dados, será possível confirmar importantes modos interdecadais aqui obtidos.

Os modos escolhidos para verificação da relação com TSM e índices climáticos, mostraram forte relação com TSM do Atlântico (segundo modo rotacionado de outono e primeiro modo rotacionado de primavera) e do Pacífico (primeiro modo rotacionado de primavera). Entretanto, embora tenha sido encontrada relação com AMO para os dois modos, o modo de primavera não mostrou boa correlação com nenhum índice usual do Pacífico. A criação de novos índices, que tenham boa correlação com

padrões de precipitação no continente sulamericano, é um tema interessante para estudos futuros.

Sinais de modulações interdecadais de impactos de fenômenos ENOS, foram encontradas em diversas regiões, mas tais modulações não se refletiram necessariamente em apenas um modo interdecadal de precipitação em cada estação do ano.

Numa estação da Bacia do Prata, houve correlação alta para primavera e verão tanto com o índice SOI como para TSM no Niño 3 em praticamente todo o período analisado. Isto mostra a importância dos fenômenos ENOS para o clima da região.

Embora haja estudos que afirmem não ser forte a relação entre fenômenos ENOS e precipitação do Nordeste, foram encontradas boas correlações entre a chuva de uma estação nesta região e séries de SOI e TSM no Niño 3. Na realidade, a conexão existe, sendo mais forte em eventos La Niña, como reportado em Giannini et al. (2004) e Grimm e Tedeschi (2009).

Na análise de diferenças de regimes, entre fases opostas de oscilações interdecadais, foram encontradas diferenças significativas entre períodos de maior e menor pluviosidade, principalmente para períodos de 10 anos. Nestes casos, a diferença apresentada passou de 50% para o ponto 24, no verão (Figura 4.33 e Tabela 4.8) e chegou a quase 60% para o ponto 42, no outono (Figura 4.39 e Tabela 4.11). Assim, vê-se claramente como a mudança de fase de uma oscilação interdecadal pode tornar décadas muito mais chuvosas ou muito mais secas, afetando a produção de energia elétrica, agricultura e abastecimento de água.

Outro fato interessante, é que a mudança de fase de uma oscilação por muitas vezes ocorre de forma abrupta, nem sempre havendo tempo disponível para adaptação. Neste contexto, é importante enfatizar que a necessidade de adaptação às oscilações interdecadais naturais é tão importante quanto a adaptação a possíveis mudanças climáticas antropogênicas.

No inverno, são menores as diferenças de precipitação na maior parte do Brasil. Para períodos de 30 anos, a primavera é a estação com menores áreas afetadas por diferenças de regime. No verão, há as maiores diferenças para a maior parte do continente, sobretudo na região sob influência da ZCAS. Este comportamento está associado ao fato de que o inverno é a estação seca e o verão é a estação chuvosa na maior parte do continente.

As análises de diferenças de regime reforçam a evidência da sazonalidade da variabilidade interdecadal, já revelada pelos modos obtidos com ACP. Ainda mais importante que isso, esta análise mostrou em números que as alterações provocadas por oscilações interdecadais devem ser tomadas em consideração no planejamento de médio e longo prazo em vários setores importantes, como agricultura e geração de energia hidroelétrica.

Como sugestões para futuros trabalhos no programa de doutorado, pode-se destacar:

- a) estender a análise observacional para conjunto mais longo de dados, tendo em vista que agora já estão sendo atualizados, no Laboratório de Meteorologia, os dados até 2008, incluindo-se com isto mais 8 anos de dados;
- b) comparar os modos de variabilidade de chuva com os campos de correlação de modos de TSM com chuva na América do Sul, para fazer a verificação cruzada da relação entre modos de chuva e anomalias associadas de TSM e modos de TSM e anomalias associadas de chuva na América do Sul;
- c) estender a análise dinâmica, com a ajuda de composições de TSM e mais campos atmosféricos, para os modos mais importantes, de modo a melhor caracterizar os mecanismos dos impactos de modos globais de variabilidade de TSM sobre a chuva na América do Sul;
- d) realizar experimentos com modelos, para testar hipóteses sobre a conexão entre modos de TSM ou anomalias de TSM e anomalias de circulação atmosférica que produzem chuva anômala na América do Sul;
- e) repetir a análise observacional para saídas de rodadas longas de modelo climático, com a finalidade de determinar os modos de variabilidade interdecadal do modelo, assim como seus campos atmosféricos e oceânicos associados;
- f) comparar os modos observados com os modos do modelo e verificar os mecanismos das conexões de modos de precipitação com TSM nos dados observados e no modelo;
- g) determinar índices que melhor caracterizem a relação entre a variabilidade interdecadal na América do Sul e anomalias de TSM;

- h) analisar a modulação dos primeiros modos interanuais de primavera e verão (padrão dipolar), a que modo global está conectada e suas possíveis causas;
- i) analisar o efeito de oscilações interdecadais de precipitação sobre as vazões.

### Referências Bibliográficas

- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2017–2030, 2005.
- BARNSTON, A.; LIVEZEY, R. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1083–1126, 1987.
- CAYAN, D. R.; DETTINGER, M. D.; DIAZ, H. F.; GRAHAM, N. E. Decadal variability of precipitation over Western North America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 3148–3166, 1998.
- CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y.; ZEBIAK, S. E. Interdecadal changes in Eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3687–3690, 2000.
- DESER, C.; PHILLIPS, A. S.; HURRELL, J. W. Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3109–3124, 2004.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUNEZ, A. M. Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2719–2733, 1999.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUNEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U. S. **Journal of Climate**, v. 28, n. 10, p. 2077–2080, 2001.
- GENTA, J.; PEREZ-IRIBARREN, G.; MECHOSO, C. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2858–2862, 1998.
- GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Northeast rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 839–855, 2004.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on summer the monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263–280, 2003.
- GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, p. 123–138, 2004.
- GRIMM, A. M.; CANESTRARO, C. D. Interdecadal oscillations in Southeastern South America and their relationship with sea surface temperature. In: **Abstracts**

**International Symposium on Climate Change (ISCC).** Beijing/CHI: China Meteorological Administration, 2003.

GRIMM, A. M.; CANESTRARO, C. D. Seasonality of the interdecadal variability in Southeastern South America. In: **Preprints 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**. Wellington/NZ: American Meteorological Society, 2003.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Variação interdecadal da relação entre eventos El Niño e La Niña e precipitação no Brasil. In: **Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Foz do Iguaçu/BRA: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002.

GRIMM, A. M.; PAL, J.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5929–5945, 2007.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589–1609, 2009.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 2257–2275, 2009.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; AO, Y. M. T. A.; BAÉZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VINCENT, L. A. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1490–1512, 2006.

HULME, M. A 1951–80 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models. **Climate Dynamics**, v. 7, p. 57–72, 1992.

HULME, M. Validation of large-scale precipitation fields in general circulation models. In: DESBOIS, F. D. M. (Ed.). **Global precipitations and climate change**. [S.l.]: Springer-Verlag, 1994. p. 387–406.

HULME, M.; OSBORN, T. J.; JOHNS, T. C. Precipitation sensitivity to global warming: comparison of observations with HadCM2 simulations. **Geophysics Research Letters**, v. 25, p. 3379–3382, 1998.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. In: **Applied Multivariate Analysis**. [S.l.]: Prentice Hall, 1998.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOLLEN, J.; ZHU, Y.; LETMAN, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MOO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPF, D. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.



- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over Northeastern Brazil and the El Niño Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, p. DOI 10.1029/2005/JD006142, 2006.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531–540, 2007.
- LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily precipitation grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, p. 1567–1570, 2005.
- LIEBMANN, B.; VERA, C. S.; CARVALHO, L. M. V.; CAMILLONI, I. A.; HOERLING, M. P.; ALLURED, D.; BARROS, V. R.; BÁEZ, J.; BIDEGAIN, M. An observed trend in central South American precipitation. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4357–4367, 2004.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997.
- MITCHELL, J. M.; DZERDZEEVSKII, B.; FLOHN, H.; HOFMEYER, W. L.; LAMB, H. H.; RAO, K. N.; WALLEN, C. C. **Climate Change**. Switzerland, 1966.
- NAN, S.; LI, J. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River Valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 24, p. DOI 10.1029/2003GL018381, 2003.
- POWER, S.; CASEY, T.; FOLLAND, C. K.; COLMAN, A.; MEHTA, V. Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 319–323, 1999.
- RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C. K.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E. C.; KAPLAN, A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 108, p. DOI 10.1029/2002JD002670, 2005.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, p. 293–335, 1986.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2570–2581, 1998.
- TABONY, R. C. The estimation of missing climatological data. **Journal of Climatology**, v. 3, p. 297–314, 1983.
- VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673–2676, 1996.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. Climatologia. In: **Meteorologia Básica e Aplicações**. [S.l.: s.n.], 2004.

VINCENT, L. A.; PETERSON, T. C.; BARROS, V. R.; MARINO, M. B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G.; RAMIREZ, E.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; BERLATO, M. A.; GRIMM, A. M.; MARENGO, J. A.; MOLION, L.; MONCUNILL, D. F.; REBELLO, E.; AO, Y. M. T. A.; QUINTANA, J.; SANTOS, J. L.; BAÉZ, J.; CORONEL, G.; GARCIA, J.; TREBEJO, I.; BIDEGAIN, M.; HAYLOCK, M. R.; KAROLY, D. Observed trends in indices of daily temperatures extremes in South America 1960-2000. **Journal of Climate**, v. 18, p. 5011–5023, 2005.

WILKS, D. S. Methods for multivariate data. In: **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. [S.l.]: Academic Press, 1995. v. 59, p. 359–397.